

W. M. DAVIS UND G. BRAUN

GRUNDZÜGE DER PHYSIOGEOGRAPHIE



GRUNDZÜGE
DER PHYSIOGEOGRAPHIE

AUF GRUND VON WILLIAM MORRIS DAVIS'
»PHYSICAL GEOGRAPHY« NEU BEARBEITET

VON

W. M. DAVIS UND **G. BRAUN**
HARVARD-UNIVERSITY CAMBRIDGE
FRIEDRICH WILHELMS-UNIVERSITÄT BERLIN

MIT 126 ABBILDUNGEN IM TEXT
UND AUF EINER TAFEL





565147
2.7.53

LEIPZIG UND BERLIN
DRUCK UND VERLAG VON B. G. TEUBNER
1911



GB
55
D3

COPYRIGHT 1911 BY B. G. TEUBNER IN LEIPZIG.

ALLE RECHTE,
EINSCHLIESSLICH DES ÜBERSETZUNGSRECHTS, VORBEHALTEN.

VORWORT.

Die Entwicklung der Geographie — der Wissenschaft von der Erde als Wohnsitz des Menschen — verlangt als Grundlage die Kenntnis seiner natürlichen Umgebung, die Physiogeographie. Kein wahres Verständnis der Gesamtwissenschaft läßt sich ohne Kenntnis der letzteren erwerben. Die Naturerscheinungen der Erde müssen dabei nicht nur beschrieben, sondern müssen erklärt werden, damit der Verstand das Gedächtnis beim Behalten der einzelnen Tatsachen unterstützen kann. Die Darstellung darf es auch nicht vermeiden, immer wieder darauf hinzuweisen, in welcher Weise die Umwelt auf das Leben des Menschen einwirkt, damit das Auge sich daran gewöhnt, die natürlichen Zustände der Erde als die leitenden Einflüsse für die Entwicklung der Menschheit anzusehen. Kurz gesagt: die physiogeographischen Tatsachen sollen bis zu ihren Ursachen zurück verfolgt und es soll ihnen bis zu ihren Folgen hin nachgegangen werden; Ursache und Folge sollen für die Darstellung ausschlaggebend sein. Nicht immer läßt sich das in einem Elementarbuche durchführen, aber so weit wie möglich ist es geschehen.

Das vorliegende Buch ist aus der Physical Geography des Älteren von uns herausgewachsen, die im Jahre 1898 in Boston bei Ginn und Compagnie erschien. Es ist von dem Jüngeren für deutsche Verhältnisse umgestaltet worden und darf in gewisser Hinsicht als ein neues Werk beider Verfasser angesehen werden. Als Benutzer sind die Lehrer und Schüler der obersten Klassen der Mittelschulen und die Studierenden in jüngeren Semestern

gedacht; dem Fachmann wird die Literatur und Kartenzusammenstellung vielleicht hier und da nützlich sein. Format und Ausstattung sind so gehalten, daß das Buch auch auf Reisen und Wanderungen sich mit Nutzen wird mitnehmen lassen.

Cambridge, Mass., März 1911. Berlin, April 1911.

W. M. DAVIS. GUSTAV BRAUN.

Persönlich spreche ich noch allen, die mir bei Vollendung des Buches behilflich gewesen sind, meinen besten Dank aus. Er gilt vor allem meiner lieben Frau, die mich bei der Übersetzung, dem Abschreiben des Manuskriptes und dem Lesen der Korrekturen immer getreulich unterstützt hat.

INHALTSVERZEICHNIS.

Kapitel XIII. **Die Küsten.**

VERZEICHNIS DER ABBILDUNGEN.

Phys.G. = Physical Geography, Boston 1898.
El.Phys.G. = Elementary Physical Geography, Boston 1902.

VERZEICHNIS
DER HÄUFIGEREN ABKÜRZUNGEN.

Pet. Mitt. Erg. H. = Petermanns Geographische Mitteilungen Ergänzungs-Heft.
Ann. d. Hydr. = Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie.
Geogr. Abh. = Geographische Abhandlungen, herausgegeben von A. Penck.
Forsch. z. D. L. u. Vlkskde. = Forschungen zur Deutschen Landes- und Volkskunde. Stuttgart.
Am. Journal of Sc. = American Journal of Science.
Bull. Am. Geogr. Soc. = Bulletin of the American Geographical Society.
Journal of Geol. = Journal of Geology.
U. S. Geol. S. = United States Geological Survey.
  Prof. P. = Professional Paper.
  Mon. = Monograph.
  Bull. = Bulletin.
  Ann. Rep. = Annual Report.
  W. S. P. = Water Supply Paper.
Ann. de Géogr. = Annales de Géographie.
Geogr. Journal = Geographical Journal London.

In den Literaturangaben ist die letzte Zahl hinter der Jahreszahl die Seitenzahl.

Die Karten sind nach Staat, Maßstab, Nummer und Name des Blattes angeführt.

KAPITEL I.

EINLEITUNG.

DER MENSCH UND DIE ERDE.

Die Physiogeographie oder physische Geographie hat die Aufgabe, die verschiedenen Formen und Vorgänge auf dem Erdball zu beschreiben, die auf das Leben überhaupt und besonders auf den Menschen Einfluß haben. Um sie lösen zu können, muß sie zunächst die Erde als einen Weltkörper unter anderen betrachten, weiterhin die Klimate ihrer einzelnen Teile, die Ozeane mit ihrem Wasserinhalt, und schließlich das Relief des Landes auf dem Wege seiner Struktur und seiner Umformung unter dem Einfluß der Naturkräfte. Aus der eingehenden Beschäftigung mit dem so umgrenzten Stoff der Physiogeographie erwächst dann das Verständnis für die Einwirkung, die Klima, Landformen und die ganze Umgebung des Menschen auf sein Leben ausüben.

Zum Beispiel walten hohe Temperaturen in der Nähe des Äquators einer sich drehenden Kugel vor, wenn dieselbe, wie die Erde, durch die Strahlen einer heißen Sonne erwärmt wird. Die warme und feuchte Luft der Äquatorialzone ist häufig wolkenschwer, und der Regen fällt reichlich. Unter solchen Bedingungen ist die Vegetation üppig, das Tierleben reich; aber die Hitze und Feuchtigkeit, die undurchdringlichen Urwälder und die Fülle des Tierlebens beschränken andererseits eine höhere Entwickelung des Menschen. Kein Volk, das aus den großen Urwäldern der Tropen stammt, hat jemals ohne fremde Hilfe auch nur die Vorstufen der Zivilisation zu erreichen vermocht.

Andererseits ist es klar, daß in den Polargebieten der rotierenden Erdkugel niedrige Temperaturen vorherrschen müssen, da dort der Sonnenschein gering ist und öfter Schnee als Regen fällt; er häuft sich an, seine unteren Schichten verfestigen sich zu Eis, das den Umkreis der Pole zu einer wüsten Einöde macht. Pflanzen können hier nicht gedeihen, und auch die Artenzahl der Landtiere

ist nur gering. Es leuchtet ein, daß ein Polarvolk, umgeben von so ungünstigen Lebensbedingungen, sich nicht zu größerer Kulturhöhe emporschwingen kann.

Die folgenden Abschnitte bieten eingehendere Beispiele für die entwickelten Grundsätze.

Die Zwerge der afrikanischen Urwälder. Der äquatoriale Gürtel von Afrika ist zu einem großen Teil mit Urwald bestandene Wildnis. Gewaltige Bäume breiten ihre Zweige aus und beschatten mit ihrem dichten Laubwerk das ganze Jahr hindurch den Boden. Waldreben und andere Schlingpflanzen klimmen an den Stämmen in die Höhe, hängen in großen Bogen von Ast zu Ast, und der feuchte, sumpfige Boden wird von einem dichten buschigen Unterholz bedeckt, dessen Stämme und Zweige so innig verschlungen sind, daß es nahezu unmöglich ist, hindurch zu kommen, ohne sich den Weg gewaltsam zu bahnen. Selbst die Tiere des Waldes müssen bestimmte Wechsel innehalten, die nur durch die häufige Benutzung wegbar bleiben. Ganz nahe befindliche Gegenstände sind unsichtbar; der Reisende kann nicht wissen, was sich vor ihm im Dunkel des Waldes birgt, bevor er nicht davor steht. Die Vegetation ist hier so üppig, daß sie eine Last für das Volk wird, das gezwungen ist, in ihrer drängenden Fülle zu leben.

Unter den Bewohnern dieser großen Wälder gibt es Zwerge, die wenig mehr als ein Meter groß werden. Sie sind nicht imstande, den Wald zu lichten und Felder zu bestellen, sondern suchen sich nur offenere Flecken und erbauen ihre Hütten da, wo das Unterholz weniger dicht ist. Sie treiben etwas Handel mit anderen Stämmen, leben aber hauptsächlich von der Jagd, da das Wild im allgemeinen reich an Arten und Individuen ist. Obgleich die Zwerge manche einfache Kunstfertigkeit nicht kennen, die von der Bevölkerung lichterer Gegenden geübt wird, so sind sie doch ihrerseits vertraut mit allem, was das Waldleben erfordert. Ihre Kenntnis der Pfade und Lichtungen ermöglicht es ihnen, rasch durch die Wälder dahinzuwandern; sie schützen ihre Hütten vor dem Angriff benachbarter Stämme, indem sie alle Zugangswege durch Anpflanzungen mit Dornen bewehrter Gewächse versperren. Sie legen auf den schmalen Wechseln Fallen an, verbergen sie durch Bedecken mit Zweigen und Blättern und erbeuten in ihnen selbst Großwild. Sie bereiten ein Gift aus gewissen Pflanzen und bestreichen damit ihre Speere und Pfeile, und so sind sie, trotz ihrer geringen Größe, doch zu fürchtende Feinde.

Die Bewohner von Grönland. Wie vollständig anders sind die Lebensbedingungen in der kalten Einöde Grönlands. Der größte Teil des Landes ist dort das ganze Jahr vollständig mit Eis und Schnee bedeckt — eine eisige Wüste. Ein schmaler Landstrich an der Küste ist wenigstens im Sommer schneefrei, und hier leben einige wenige Eskimostämme. Aber der Boden ist so hart, daß sie wenig Nutzen aus ihm ziehen können. Die einzigen baumartigen Pflanzen werden nur etwas über einen halben Meter hoch. Die Pflanzenwelt besteht hauptsächlich aus Moosen und Flechten, welche im Sommer eine kurze Zeit zum Leben erwachen, wenn der gefrorene Boden ein paar Handbreit aufgetaut ist. Ein geringer Ersatz für den Mangel an gewachsenem Holz ist das Treibholz, das vom Meere aus wärmeren Gegenden an die arktischen Ufer geführt wird. Aber es gibt so wenig davon, daß viele Gegenstände, zu denen man anderswo Holz verwendet, hier aus den Knochen der Meerestiere verfertigt werden müssen.

Die Eskimos benutzen auf ihren Wanderungen über das schneebedeckte Land und die gefrorene See Hundeschlitten; zur Jagd auf Robben und Walrosse bedienen sie sich schmaler Boote, der sogenannten „Kajaks", welche sie sehr geschickt zu rudern verstehen. Bevor Europäer und Amerikaner zu den Eskimos kamen, war ihnen die übrige Welt ebensowenig bekannt wie den Zwergen Afrikas; aber nicht minder gut haben sie es gelernt, jeden Vorteil wahrzunehmen, den ihre Umgebung ihnen bot, so daß sie sich da zu erhalten vermochten, wo Menschen einer höheren Kulturstufe, die nicht in so öder Gegend zu leben gelernt hatten, untergehen müßten.

Die Beziehungen des Menschen zu seiner Umwelt. Diese kurzen Ausführungen über die Zwerge und die Eskimos zeigen deutlich, einen wie großen Einfluß die Umwelt auf ein Volk ausübt. Die Eskimos kennen weder Wälder noch Wildfallen noch vergiftete Pfeile, die Zwerge andererseits wissen nichts von Schnee und Eis, Schlitten, Kajaks und Harpunen. Aber jede dieser Völkergruppen hat es verstanden, ihre Sitten und Gewohnheiten ihrer Umgebung soweit anzupassen, daß sie ihnen ein erträgliches Leben ermöglicht.

Je weiter die Welt erforscht wird, desto mehr Beispiele finden sich für dieses Gesetz. Ob wir von dem wandernden Viehzüchter auf den Ebenen des westlichen Sibirien hören, oder von dem Fischer, der auf der Neufundland-Bank seinem Gewerbe nachgeht,

überall zeigt es sich, wie der Mensch mit Erfolg danach strebt, sich den größtmöglichen Vorteil aus seiner Umgebung zu eigen zu machen. Hier sehen wir ihn als Wilden auf primitiver Stufe lebend, der nur die einfachsten Fertigkeiten übt, jedes Individuum für sich allein nach Nahrung und Unterhalt suchend; da ist es leicht, die Beziehungen zur Umwelt aufzudecken. Anderswo lebt der Mensch als Glied einer zivilisierten Nation, nimmt teil an den großen Fortschritten in Künsten und Wissenschaften; nicht mehr gewinnt jeder einzelne für sich den Lebensunterhalt durch planlose Arbeit, sondern er schafft etwas, was die Bedürfnisse auch manch anderer Menschen außer ihm befriedigt. In diesem Falle kann es schwierig werden, den Beziehungen zwischen Mensch und Erde nachzugehen, aber ein liebevolles Versenken in den Gegenstand wird sie auch hier ergründen.

Der vorliegende Grundriß der Physiogeographie soll die Beschaffenheit der Erde und die wichtigeren natürlichen Vorgänge an ihrer Oberfläche beschreiben, sie aus dem Wirken der Naturgesetze erklären und soll sie in ihrem Einfluß auf den Menschen verfolgen. Wir werden lernen, daß tiefe Täler, die eine Bergwelt zerschneiden, aus dem lang andauernden Zusammenwirken von Wettereinflüssen und Stromtätigkeit herzuleiten sind. Das Volk, das diese Täler bewohnt, ist durch hohe Bergrücken mehr oder weniger von der übrigen Welt abgeschlossen; jetzt verstehen wir, wie es kommt, daß sie sich altertümliche Lebensformen bewahren, die bei den Bewohnern offener Landschaften längst durch andere Sitten und Gebräuche verdrängt worden sind.

Die Buchten des Meeres sind in den meisten Fällen als ertrunkene Täler zu erklären; mit anderen Worten: sie sind aus einer allmählichen Senkung des Landes hervorgegangen, die es dem Wasser der Meere möglich machte, die Ränder der Kontinente zu überfluten, wobei es naturgemäß in den Tälern am weitesten vordrang, sie dadurch eben in Buchten umwandelnd. Das ruhige Wasser im Hintergrund derselben bietet der Schiffahrt gesicherte Ankerplätze; es ist begreiflich, daß so oft volkreiche Handelsstädte sich diesen Vorteil zunutze machen.

Der feine, tiefgründige Boden mancher Prärien hat sich am Grunde eines ehemaligen Sees niedergeschlagen, dessen Wasser vor langer Zeit abgeflossen ist; der Boden anderer ist glazialer Bildung. Weide und Futterpflanzen gedeihen bei günstigem Klima

dann üppig; so erklärt es sich, daß die Prärien des Mississippi-Beckens, die in der gemäßigten Zone liegen, von einer zahlreichen Ackerbau treibenden Bevölkerung bewohnt werden.

Nicht alle Lebensvorgänge auf der Erde sind in Ursache und Wirkung so klar erkenntlich und von Bedeutung wie gerade diese. Es wird sich Gelegenheit bieten, des öfteren auf ähnliche Zusammenhänge hier hinzuweisen; andere werden dem jungen Geographen erst dann klar werden, wenn er nach gründlicher Vorbildung nun selbst auf Reisen die Beziehungen von Pflanze, Tier und Mensch zu ihrer Umgebung zu verstehen sucht.

Literatur.

Fr. Ratzel, Die Erde und das Leben. Eine vergleichende Erdkunde. 2 Bde. Leipzig 1901/02.

A. Kirchhoff, Mensch und Erde. 3. Aufl. Leipzig 1910. (Aus Natur und Geisteswelt 31.)

KAPITEL II.

DIE ERDKUGEL.

DIE BEZIEHUNGEN ZWISCHEN DER ERDE UND ANDEREN WELTKÖRPERN.

1. **Erde und Sonne.** Kaum eine der vielen Entdeckungen, die der Mensch gemacht hat, überraschte ihn so als die Tatsache, daß die Erde sich einmal am Tage um ihre Achse dreht, und daß sie einmal im Jahre die Sonne umkreist, weil dies in vollständigem Gegensatz zur naiven Anschauung steht; denn es ist nur natürlich, der primitiven Beobachtung entsprechend anzunehmen, daß die Erde ein unbewegliches Zentrum für das Weltall bildet und daß alle Gestirne sich um sie drehen. Es ist nicht leicht, sich vollkommen klar zu machen, daß wir uns mit der Erde jeden Tag einmal um uns selbst drehen, ohne etwas davon zu merken, und daß wir beständig durch den Weltraum in einer Geschwindigkeit von rund 30 km in der Sekunde auf unserer 939 200 000 km weiten Bahn um die Sonne dahinsausen, wobei die Achse der Erde gegen die Ebene ihrer Bahn um $66\frac{1}{2}^{0}$ geneigt ist.

Die Sonne ist ein sehr heißer Körper mit einem Durchmesser von 1 391 000 km. Wenn man die Erde sich in den Mittelpunkt der Sonne versetzt denkt und weiterhin sich vorstellt, daß der Mond die Erde in dem Abstand, den er gegenwärtig im Mittel hat, nämlich 384 400 km, umkreist, so würde die Oberfläche der Sonne noch überall um mehr als eine Million Kilometer von der Mondbahn auf allen Seiten abstehen. Selbst bei der Enfernung von 149 500 000 km genügt die Hitze der Sonne, um der Erde Wärme und Licht zu spenden.

Die Sterne sind weit entfernte Sonnen, mit so außerordentlich großem Abstand, daß ein Lichtstrahl, der von der Sonne zur Erde in 8 Minuten gelangt, auf dem Wege vom nächsten Fixstern zu uns über $3\frac{1}{2}$ Jahr gebraucht.

2. **Die Erde als Planet.** Wir kennen eine ganze Reihe anderer Körper, die sich gleich unserer Erde um die Sonne bewegen. Dem unbewaffneten Auge erscheinen sie gleich Sternen, bald heller, bald

dunkler, je nach ihrer Größe und wechselnden Entfernung von der Sonne. Das Fernrohr zeigt sie uns als kleine runde Scheiben, entsprechend ihrer wahren kugelförmigen Gestalt; einige sind kleiner, andere größer als die Erde, und sie drehen sich teils schneller, teils langsamer um ihre Achse, als wir es von unserem Planeten wissen. Ein Teil von ihnen umkreist die Sonne innerhalb der Erdbahn, andere liegen außerhalb derselben, und sie vollenden ihren Umlauf in entsprechend kurzer oder längerer Zeit. Diese Gruppe von Weltkörpern nennt man Planeten; die hellsten sind: Venus, Mars, Jupiter, Saturn. Die Erde ist nicht ein Körper, der, allen anderen unähnlich, allein im Weltraum schwebt, sondern muß als Teil eines größeren Ganzen betrachtet werden.

Die Sonne und die Planeten bilden zusammen das Sonnensystem. Da wir wissen, daß die Sterne der Sonne ähnliche Körper sind, so dürfen wir folgern, daß jeder Fixstern von einer mehr oder minder großen Gruppe von Planeten begleitet wird, daß also die Zahl der der Erde gleichenden Körper im Universum wahrscheinlich sehr groß ist.

3. **Das Alter der Erde.** Es ist nicht möglich, das Alter der Erde und des Sonnensystemes anzugeben, aber wir müssen dafür wohl viele Millionen von Jahren ansetzen. Viele Gründe lassen sich aufführen, daß Sonne und Planeten eine unberechenbar lange Zeit bestanden, bevor das erste Pflanzen- und Tierleben sich entwickeln konnte, und wiederum mußten dann Äonen von Jahren bis zum Auftreten des Menschen verstreichen. Der Gedanke ist nicht von der Hand zu weisen, daß auch auf anderen Planeten einst organisches Leben bestanden hat oder noch besteht.

Diese unendliche Dauer des Sonnensystemes in der Vergangenheit berechtigt uns zu dem Schluß, daß es auch in der Zukunft noch lange Bestand haben wird, denn selbst wenn die Sonne einstmals ihre lebenspendende Wärme verloren hat, werden doch die Planeten fortfahren, sie zu umkreisen, wenn auch in eisiger Kälte erstarrt; ist doch der Teil der Lebensdauer eines Planeten, während dessen organisches Leben auf ihm möglich ist, ein relativ geringer gegenüber der ganzen.

DIE GESTALT UND DIE GRÖSSE DER ERDE, IHRE BEWEGUNG.

4. **Die Gestalt der Erde.** Wenn die Menschen auf niederer Kulturstufe über die Gestalt der Erde überhaupt nachdenken, stellen sie

sich diese gewöhnlich als große Ebene vor, deren weite Fläche hier und da von Hügeln und Bergen unterbrochen ist und vom Meere umgeben wird; denn so erscheint ihnen das Land von einigen hohen Punkten aus gesehen, mit Bergen, die, nach Wolkenhöhen strebend, sich nach dem Meeresufer hin abflachen und vom Ozean rings umgeben sind.

Dem entspricht es, daß ein solches Volk seine Wohnstätte als Mittelpunkt der großen Erdebene ansieht. Vom Ozean wissen sie wenig; seine weiteren Teile bleiben ihnen unsichtbar und geheimnisvoll, und sie denken sich ihn dem sicheren und festen Lande gegenüber unbegrenzt.

Unter den frühesten Beobachtungen, die uns von der wahren Gestalt der Erde Kenntnis gaben, sind die von griechischen Philosophen im 4. Jahrhundert v. Chr. zu nennen. Man bemerkte, daß bei einer Wanderung einige hundert Kilometer nach Norden neue Sternbilder über dem nördlichen Horizont emportauchten, während andere, die bisher über dem südlichen Horizont gestanden hatten, nicht mehr sichtbar blieben; bei einer Wanderung südwärts kam der umgekehrte Vorgang zur Beobachtung. Man folgerte daraus, daß die Oberfläche der Erde konvex statt flach wäre, und daß die Erde im ganzen eine Kugel sein müßte.

5. **Einige Beweise für die Kugelgestalt der Erde.** Eudoxus war einer der frühesten griechischen Philosophen, die den Nachweis zu führen versuchten, daß die Erde keine Scheibe ist. Sein Beweis mag in Folgendem wiedergegeben sein (Abb. 1): möge *NABCS* ein Teil eines größten Kreises auf der Erde sein, der von Pol zu Pol läuft; die Linien *DAE*, *FBG* und *HCJ* mögen den Horizont je eines Beobachters in den Punkten *AB* und *C* darstellen. Jeder Beobachter kann nur den Teil des Himmels übersehen, der sich über seinem Horizont befindet. Wenn der Beobachter von *B* nach *C* wandert, wird er den Anblick des Sternes *X* verlieren (vorausgesetzt, daß er sich in der Richtung der Pfeile ein größeres Stück vorwärts bewegt hätte), während Stern *Z* in seinen Gesichtskreis kommen würde unterhalb des Sterns *Y*, den

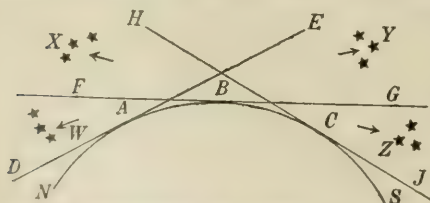


Abb. 1. Sichtbarkeit der Sternbilder bei einer Wanderung auf einem Meridian der Erdkugel.

er vorher sah. Eudoxus wurde durch wiederholte Beobachtung dieser Art zu dem Schluß geführt, daß bei einer Wanderung nach Norden oder Süden sich der Horizont mit verschob, und daß infolgedessen die Oberfläche der Erde konvex sein müsse. Wir können uns seine Sätze in folgender Weise vergegenwärtigen: Jeder, der nach Norden oder Süden wandert, bemerkt dasselbe, und zwar ganz gleich, auf welchem Meridian er sich befindet. Alle Meridiane scheinen dieselbe Krümmung zu haben, als wenn sie sämtlich gleich große Kreise wären.

Einen anderen Beweis erbrachte der Philosoph Aristoteles um die Mitte des 4. Jahrhunderts v. Chr. Er behauptete, daß die Erde eine Kugel sein müßte, weil der auf den Mond fallende Erdschatten eine Verdunkelung hervorruft, deren Rand eine gebogene Linie ist. Er fügte hinzu, daß die Erde keine sehr große Kugel sein könnte, denn sonst wäre der Wechsel in der Stellung der Sterne gegenüber dem Horizont nicht so bedeutend für einen Beobachter, der sich von Norden nach Süden fortbewegt.

Sehr häufig wird die Tatsache einer Kugelgestalt der Erde auch damit begründet, daß man, am Ufer des Meeres stehend, von den sich nähernden Schiffen zuerst die Mastspitzen sieht und daß nach und nach dann der Rumpf über dem Wasser sichtbar wird. Doch war dieser Vorgang den älteren Schriftstellern unbekannt geblieben, und wir finden ihn erst vom Beginn der christlichen Zeitrechnung an erwähnt.

6. Die Größe der Erde. Die früheste Erdmessung, von der wir wissen, wurde von einem griechischen Philosophen im 3. Jahrhundert v. Chr. ausgeführt. Es war Eratosthenes, dessen Methode wir uns leicht auf folgende Weise nachbilden können (Abb. 2): Ein Hügel, dessen Abhänge *AD* und *AB* nach Nord und Süd gekehrt sind, möge als Teil einer kleinen Erdkugel *FBADG* gelten. Stelle zwei Kästen mit senkrecht an ihren Seiten befestigten Stäben

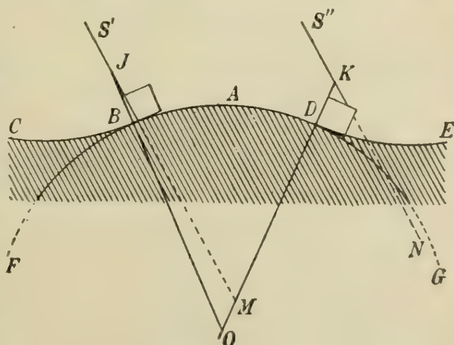


Abb. 2. Sonnenhöhen auf zwei Seiten eines Hügels.

an den Punkten *B* und *D* auf, die an einem Meridian liegen müssen; miß den Abstand *BAD* über den Hügel hinweg. Die senkrechten Stäbe *BJ* und *DK* kann man dann als Verlängerungen der lokalen Radien *OB* und *OD* der gedachten Erdkugel *FBADG* auffassen. Mittags, wenn die Sonne durch den Meridian geht, fallen die parallelen Strahlen der Sonne $S'M$ und $S''M$ in dieselbe Ebene mit den Radien *OB* und *OD*. Miß die Länge des Schattens, den die Stäbe *J* und *K* mittags auf den Deckel der Kästen werfen. Da man die Länge jedes Stabes über dem Kastendeckel kennt, können die Winkel *OJM* und *OKN* bestimmt werden. Der Winkel *BOD* oder *JOK* ist gleich der Differenz zwischen *OJM* und *OKN* ($JOK = JMK - OJM$. Aber da $S'M$ und $S''N$ parallel sind, so ist $JMK = OKN$; also $JOK = OKN - OJM$). So haben wir die Gleichung:

$$\text{Winkel } JOK : 360^0 = \text{Abstand } BAD : \text{Umfang.}$$

Eratosthenes wußte, daß in Syene (Assuan) am Nil senkrechtstehende Gegenstände am Mittag des 21. Juni keinen Schatten werfen. Am selben Tage bestimmte er in Alexandrien, etwa 5000 Stadien nördlich von Syene, den Winkel zwischen dem Mittagsstrahl der Sonne und einem senkrechten Stab und fand ihn zu $7^1/_5{}^0$. Da der Erdradius in Syene parallel dem Sonnenstrahl verlief, während der Radius in Alexandrien einen Winkel von $7^1/_5{}^0$ mit dem Sonnenstrahl bildete, so wußte er auch, daß der Winkel zwischen diesen Radien im Erdzentrum $7^1/_5{}^0$ sein müsse. Er stellte also die Gleichung auf:

$$7^1/_5{}^0 : 360^0 = 5000 \text{ Stadien} : \text{Umfang der Erde.}$$

Es herrscht einige Unsicherheit über die Genauigkeit der Messung des Eratosthenes, weil man die Länge eines Stadiums in der modernen Längeneinheit nicht genau kennt. Wenn man den wahrscheinlichsten Wert einsetzt, so ergibt die Messung einen Erdumfang von 39 700 km, welches Resultat sich von der Wahrheit (rund 40 000 km) nicht gar zu weit entfernt.

Die auf solche Weise gewonnene Kenntnis der Alten über die Größe und Gestalt der Erde ging für viele Jahrhunderte verloren und mußte zu den Zeiten des Columbus erst wieder erworben werden. Da seit Magelhaëns wiederholt Reisen rund um die Erde gemacht worden sind, so wurde alsbald auch ihre Größe genauer bekannt.

Gegen Ende des 17. Jahrhunderts wurde entdeckt, daß die Erde keine vollkommene Kugel ist, vielmehr an beiden Polen ein wenig abgeplattet. Diese Tatsache erklärte Newton als Folge der Erdrotation, und wir haben in dem Vorhandensein der Abplattung einen der besten Beweise dafür, daß es wirklich die Erde ist, die sich einmal täglich um ihre Achse dreht, und nicht der Himmel.

Wenn wir uns in den Mittelpunkt der Erde versetzen, so beträgt der Abstand nach den Polen hin 6356,1 km, dagegen zum Äquator 6377,4 km. Diese Unterschiede sind der Erdgröße gegenüber so gering, daß man an einer Kurve, die sie richtig wiedergibt, kaum ohne Messung die Abweichung von einem Kreis wahrnehmen könnte. Die Abplattung beträgt nur etwa $^1/_{299}$. Für geographische Zwecke genügt es meist, sich das Rotationssphäroid durch eine Kugel ersetzt zu denken, die mit ihm gleichen Inhalt hat; der Radius einer solchen Kugel beträgt 6370 km.

7. **Folgen der Größe und Gestalt der Erde.** Die Erde ist so groß, daß selbst auf demselben Kontinent wohnende Völker jahrhundertelang in Unkenntnis über ihre gegenseitige Existenz blieben. Jedes von ihnen hat in seiner Eigenart Besitz von seiner Umgebung ergriffen und ist auch, was Sprache und Gebräuche anbetrifft, einem anderen nicht gleich. Seit aber Eisenbahnen und Dampfschiffe durch den Menschen der Neuzeit erfunden wurden, muß man die Erde als verhältnismäßig kleinen Planeten ansehen, dessen größere Gebiete ein rühriger Reisender nahezu alle in seinen Mannesjahren besuchen kann.

Die zivilisierten Völker sind einander vertraut geworden; sie unterhalten jetzt einen internationalen Postverkehr, durch den ungefähr 200 000 Postämter miteinander in Verbindung stehen. Das römische Alphabet wird von vielen Völkern benutzt, trotzdem ihre Mundart verschieden ist. Die Anwendung arabischer Ziffern ist sogar noch verbreiteter. Das metrische Gewichts- und Maßsystem hat bereits in weitesten Kreisen Einlaß gefunden, und alle vorgeschrittenen Nationen werden es sich wahrscheinlich im 20. Jahrhundert aneignen.

Obgleich die ganze Erde, verglichen mit dem Flächenraum eines einzelnen Staates, groß zu nennen ist, verkaufen die Bewohner ferner Länder einander die Erzeugnisse ihrer Heimat. Die Produkte entlegener Gegenden können sogar mit den Antipoden ausgetauscht werden. Der Weizen eines Landes liefert einem anderen Mehl,

mit Australiens Wolle und Fleisch handelt man auf Londons Märkten. Eine Reise um die Welt wird kaum noch anders als ein Zeitvertreib betrachtet.

Obwohl die Länder viel Berge und Täler haben, weicht die allgemeine Oberfläche der Kontinente sowohl wie der Ozeane nicht bedeutend von der Gestalt einer ebenen Kugel ab, wie Abb. 3 es verdeutlicht. Dies ist als großes Glück zu betrachten, denn eine sehr uneben und unregelmäßig gestaltete Erde, große Hügel und Abhänge zwischen höheren und tieferen Teilen, würden Reisen zu Lande und zu Wasser bedeutend erschweren, wenn nicht oft völlig unmöglich machen.

In der Anziehungskraft der Erde oder der irdischen Schwere ist der Grund zu suchen, daß Körper Gewicht haben und fallen, wenn sie nicht unterstützt werden. Wenn man die Erde als Kugel ansieht, ist „unten“ nach ihrem Mittelpunkt hin zu suchen, in der Richtung,

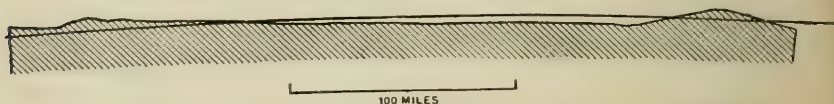


Abb. 3. Die Höhe des Landes und die Tiefe des Meeres verglichen mit der Krümmung der Erdoberfläche. 100 miles = 161 km.

den fallende Körper durch ihre Anziehungskraft zu nehmen gezwungen sind, während der Ausdruck „oben“ den Blick vom Erdzentrum hinwegführt, anders gesagt, die Richtung der Schwerkraft entgegen ist. Eine horizontale Fläche, wie die des Wassers im Ruhezustande, bildet einen rechten Winkel mit Linien, die zum Zentrum oder von ihm wegführend, „senkrecht“ oder „vertikal“, stehen.

Die gekrümmte Oberfläche des Ozeans ist horizontal, denn sie bildet überall einen rechten Winkel mit der Richtung der Schwerkraft.

Es ist durch Experimente bewiesen worden, daß die Stengel und Stämme der Pflanzen „aufwärts“ wachsen, weil die Schwerkraft nach abwärts zieht. Auch auf Abhängen pflegen Bäume aufrecht und nicht senkrecht zur Böschung zu wachsen. Zweige, wie die der Fichte, die in der Jugend aufwärts gekehrt waren, hängen oft im Alter zur Erde herab, der unablässig fortdauernden Wirkung der Schwerkraft nachgebend.

Viele Teile des Skeletts bei Menschen und Tieren, ebenso wie viele Muskeln des Körpers verdanken ihre besondere Form und

Anlage den großen Anstrengungen, die ihnen durch das abwärts wirkende Körpergewicht auferlegt sind. Die Gewohnheit, uns zum Schlafe niederzulegen, findet ihre Erklärung zum Teil darin, daß nur in dieser Stellung unsere Muskeln wirklich ruhen, die im Stehen in fortwährender Tätigkeit sind.

8. Die Erdumdrehung und ihre Bedeutung für den Menschen. Die Umdrehung oder Rotation der Erde um ihre Achse von Westen nach Osten ruft in uns den Eindruck hervor, als ob Sonne, Mond und Sterne sich um die Erde von Osten nach Westen bewegen. Man gewinnt dieselbe falsche Anschauung, wenn man aus dem Fenster eines gleichmäßig fahrenden Zuges hinausblickt, denn die Landschaft scheint sich nach rückwärs bildartig abzurollen an Stelle des Zuges, der sich in Wahrheit vorwärts bewegt.

Bei der steten Abwechselung von Licht und Dunkelheit, oder Tag und Nacht, ist es den Menschen und vielen Tieren zur Gewohnheit geworden, tags zu arbeiten und nachts zu ruhen. Die Periode der Erdumdrehung gibt uns eine natürliche Zeiteinheit, die leicht erkannt und berechnet und überall unveränderlich ist.

Die Erdrotation und der durch sie bewirkte Vorgang von Sonnenaufgang und -untergang weist sogar die Völker niedriger Kulturstufen auf ein natürliches Richtungssystem hin. Die Hauptpunkte, Ost und West, Nord und Süd, sind von den meisten Völkern der Welt erkannt worden.

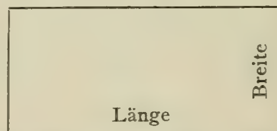
Die Sonne steigt während der Morgenstunden durch die östliche Himmelshälfte auf und sinkt im Laufe des Nachmittags durch die westliche Hälfte. Mittag ist in dem Augenblick, da die Sonne durch die Nord-Süd-Linie hindurchgeht, die die östliche von der westlichen Himmelshälfte trennt. Die Sonne erreicht damit ihre größte Höhe über dem Horizont, und genau in diesem Augenblick wirft ein senkrechter Stab den kürzesten Schatten.

Folglich kann man die wahre Nordlinie bestimmen, indem man die Richtung bezeichnet, die der kürzeste durch einen senkrechten Stab geworfene Schatten hat. Der so ermittelten Nordlinie folgend würde man zum Nordpol gelangen, während die Linie in entgegengesetzter Richtung zum Südpol führt. Alle Linien mit diesen Eigenschaften heißen Meridiane oder Mittagslinien. Wenn man sie sich verlängert denkt, bilden sie rund um die Erdkugel laufende Kreise, die sich an den Polen schneiden.

In rechten Winkeln zu den Meridianen gezeichnete Linien laufen

nach Osten und Westen; sie bilden Kreise, die, zueinander parallel stehend, sich an keiner Stelle schneiden, und werden daher Parallelkreise genannt. Der Parallelkreis, der gerade in der Mitte zwischen den beiden Polen liegt, wird als Äquator bezeichnet, weil er die Erde in gleiche Teile zerlegt, die nördliche und die südliche Halbkugel.

Denkt man sich diese Liniensysteme auf der Erdkugel voll ausgezogen, so entsteht ein Netzwerk, das gewissermaßen an den beiden Polen und am Äquator angeknüpft ist. Wir zählen die einzelnen Linien, richtiger Kreise, in der Nordsüdrichtung von 0° bis 90°, so daß am Äquator 0° der Breite ist, am Pol 90°. Die Meridiane oder Längenkreise werden meistenteils von dem Meridian der Sternwarte zu Greenwich aus gezählt; man geht dabei nach Osten und Westen um die Erdkugel herum und zählt jedesmal bis 180°; z. B. liegt die Sternwarte von Leipzig auf 12° 23′ 29″ östlicher Länge von Greenwich, dagegen die Columbia-Universität in Newyork auf 73° 58′ 26″ westlicher Länge von Greenwich. Die Ausdrücke „Breite“ und „Länge“ selbst rühren von der Gestalt des Mittelmeergebietes in der Natur und auf Karten her.



Es ist klar, daß man mit Hilfe dieser Liniensysteme der Breitenkreise und Längenkreise die Lage eines jeden Ortes auf der Erdoberfläche eindeutig bestimmen kann, daß wir uns mit ihnen auf der Erde zu orientieren vermögen. Von so großer allgemeiner Bedeutung ist die einfache Tatsache der Rotation der Erde.

Die Grenzen von zivilisierten Völkern dünn besiedelter Teile und Staaten sind oft nur durch Meridiane und Parallelkreise bestimmt, so zwischen dem westlichen Teil der Vereinigten Staaten und Canada. Andere Beispiele finden sich häufig in Afrika.

Literatur.

H. Wagner, Lehrbuch der Geographie. 9. Aufl. Hannover 1909. Buch I. Mathemathische Geographie.

KAPITEL III.

DIE LUFTHÜLLE DER ERDE.

DER MENSCH IN SEINER ABHÄNGIGKEIT VOM KLIMA.

Die Bewohner der Sahara. Die Hochländer und Tiefländer eines großen Teiles des nördlichen Afrika erhalten so wenig Niederschlag, daß ihre Oberfläche trocken und öde ist, die Wüste Sahara bildend. Anbau ist unmöglich; nur mit künstlicher Bewässerung können hier und da Gewächse gedeihen. Die ganze Landschaft ist nahezu unbewohnt, ein wüstes Gemenge von Fels, Steinen und Sand, aber doch ist hier und da so viel Grundwasser vorhanden, daß ein wenig Graswuchs fortkommen kann, gerade genug, um die Pferde und Kamele der wandernden Beduinenstämme zu ernähren. Sie sind zu raschem Ortswechsel gezwungen, um Nahrungsmangel zu vermeiden; so bauen die Stämme sich keine Häuser, sondern leben in Zelten, die sich leicht abbrechen und wieder aufschlagen lassen. Durch den Zwang ihrer wandernden Lebensweise sind sie zu vorzüglichen Reitern geworden und gegen Gefahren und Mangel, der sie oft überfällt, abgehärtet. Fremde, durchziehende Karawanen werden geplündert, so daß wir bei den Beduinen noch gegenwärtig eine Lebensweise finden, wie sie in den frühesten Zeiten der Menschengeschichte allgemein vorgeherrscht hat.

Man sollte erwarten, daß die Beduinen die Wüste verlassen würden, seit sie von fruchtbareren Ländern erfuhren. Aber das Gegenteil ist der Fall, sie wollen ihre ärmliche Lebensweise nicht aufgeben, die so vorzüglich dem Klima angepaßt ist, dem Klima, das seinerseits eine natürliche Folge der Bewegung der Atmosphäre ist, wie sie die Bestrahlung der Sonne hervorruft.

Das Klima und der Handel. Wachstum und Verteilung der Pflanzen hängen von Temperatur und Niederschlagsmenge ab. Tee, Kaffee, Zuckerrohr, Baumwolle, Bananen sind die Produkte von Pflanzen, die am besten in warmem und feuchtem Klima gedeihen. Bald lernt der Bewohner dieser Gegenden sie in ihrem Wert kennen, und es entwickelt sich ein lebhafter Verkehr, der diese Waren über

die Erde hin verbreitet. Tee geht auf der sibirischen Bahn von China nach Rußland, auf Schiffen über den Stillen Ozean nach den Vereinigten Staaten. Aus dem südlichen Nordamerika kommt die Baumwolle, um in Europa verarbeitet zu werden. So hängen Klima, Handel und Industrie der ganzen Welt aufs engste miteinander zusammen.

Wetterkatastrophen. Während der Mensch sich an die immer wiederkehrenden Witterungsereignisse bald gewöhnt, richten unerwartete Wetterkatastrophen oft schweren Schaden an. Wie oft wird in Mitteleuropa die Obsternte durch starke Nachtfröste im Mai schwer geschädigt; fast alljährlich zerstören in den Alpen Wolkenbrüche Wege und Bahn, bedecken fruchtbare Fluren mit dem Geröll der Mure. Plötzliche Stürme werden vor allem auf See gefährlich, weniger noch in unseren Breiten als in den Tropen. Gegen solche Wetterkatastrophen schützt mit Erfolg nur eine vorsichtige Wettervoraussage, deren Depeschen schon oft großen Nutzen gestiftet haben. Durch Überwachung der Ströme glückt es oft, der Überschwemmungen Herr zu werden, wenn nicht ein gar zu heftiger Umschlag alle Bemühungen vereitelt, wie im Frühjahr 1909 in Mitteldeutschland und an der Elbe. Also auch hier die enge Abhängigkeit des Menschen vom Wetter.

DIE LUFTHÜLLE UND IHRE ERSCHEINUNGEN.

1. **Die Atmosphäre** ist eine helle und lichtdurchlässige Mischung von Gasen, die man als Luft bezeichnet. Sie überzieht Land und Meer, bildet die äußerste Hülle der Erdkugel und nimmt an der täglichen Erddrehung und dem jährlichen Umlauf um die Sonne teil.

Viele Vorgänge, die wir an der Erdoberfläche bemerken, werden durch die Atmosphäre bewirkt. Die Wellen und Strömungen des Meeres treibt der Wind; der Boden, der die Länder überzieht, geht aus der Verwitterung der Gesteine hervor, wesentlich unter dem Einfluß des Regens, den die Luftbewegungen heranführen.

Die Atmosphäre überzieht noch weit die höchsten Berge. Meteore oder „Sternschnuppen" — kleine Stücke Materie, die aus dem Weltraum zur Erde gelangen — erhitzen sich bei ihrem Dahinsausen durch die Reibung in der Luft so sehr, daß sie leuchten. Man sieht sie in Höhen von über zweihundert Kilometern, ein Beweis, daß die Luft bis in diese große Höhe reicht.

Wolken, Dunst und Staub machen die tieferen Schichten der Atmosphäre trübe, so daß sie einen großen Teil der Sonnenstrahlen verschlucken; aber bei klarer Luft gelangt das Sonnenlicht ungetrübt bis auf den Erdboden.

2. **Zusammensetzung der Luft.** Die Luft ist ein Gemenge von Gasen, das gewöhnlich eine kleine aber schwankende Menge von Wasserdampf enthält. Die vorherrschenden Gasarten sind Stickstoff ($^4/_5$) und Sauerstoff ($^1/_5$ des Gemenges); neben ihnen ist die in geringen Mengen vorhandene Kohlensäure wichtig für den Pflanzenwuchs und für Verwitterungsvorgänge. Alle Niederschläge verdanken überdies der Beimengung von Wassergas oder Wasserdampf ihre Entstehung, einem Gas, dessen Zustand sich bei Druck- und Temperaturveränderungen selbst ändert, das flüssig, sogar fest werden kann.

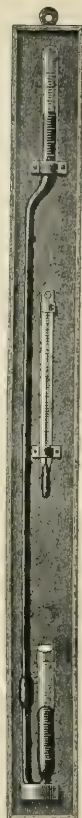


Abb. 4. Quecksilberbarometer.

3. **Der Luftdruck.** Trotz ihrer Unsichtbarkeit übt die Luft einen starken Druck aus, der 10333 kg auf den Quadratmeter beträgt. Man mißt den Luftdruck durch das Barometer. Das Quecksilberbarometer (Abb. 4) besteht aus einer Glasröhre, die etwa 1 m lang ist und an einem Ende geschlossen. Diese Röhre füllt man mit Quecksilber, verschließt dann das offene Ende mit dem Finger, dreht um und steckt das zugehaltene Ende unter das Quecksilber in einem Gefäß, worauf der Finger fortgezogen wird. Dann sinkt das Quecksilber in der Röhre ein wenig, und es entsteht über ihm ein luftleerer Raum. Der von außen auf das Gefäß mit Quecksilber wirkende Luftdruck preßt die Säule in der Röhre gerade so hoch in die Höhe, als sein Gewicht beträgt. Bringt man an der Röhre eine Skala an, so gibt diese den Wert des Luftdrucks in Millimetern der Höhe der Quecksilbersäule.

Das Aneroid-Barometer enthält als wesentlichsten Teil eine möglichst luftleer gemachte Blechkapsel. Der wechselnde Druck der Luft erzeugt Veränderungen in der Gestalt der Kapsel, die, durch ein Räderwerk vergrößert, auf einen Zeiger übertragen werden.

Der Luftdruck nimmt mit zunehmender Höhe ab. Die barometrische Höhenstufe, d. h. diejenige Zahl von Metern, die man emporsteigen muß, damit das Barometer um 1 mm fällt, beträgt im Tiefland 11 m.

4. Die Temperatur. Die Temperatur der Luft hängt von der Erwärmung durch die Sonne ab; jedoch nicht direkt — sonst müßte es, je höher man hinaufsteigt, um so wärmer werden —, sondern der Strahlung von Wasser- und Landflächen kommt ein sehr wesentlicher Anteil zu. In der Nacht, wenn der Sonnenschein fehlt, kühlen sich das Wasser, das Land und die Luft durch Strahlung ab. So wie die Luft wenig Wärme aufgenommen hat, so gibt sie auch wenig ab, rascher hat sich das Wasser erwärmt und kühlt sich jetzt wieder ab, und am lebhaftesten verlaufen diese Vorgänge beim Lande.

Die Sonnenstrahlen fallen in den Äquatorialgegenden um die Mittagszeit senkrecht auf die Erde, an den Polen treffen sie nur in ganz schrägem Winkel auf. Somit verteilen sich hohe, mittlere und niedere Temperaturen in Gürteln um die Erde, die annähernd dem Äquator parallel sind; wir benennen sie die heiße, die gemäßigte und die kalte Zone. Unterbrochen werden die Zonen durch hohe Berge, auf denen sogar in den Tropen ewiger Schnee liegen kann. Während die Schneegrenze hier bei ungefähr 4000—6000 m zu finden ist, sinkt sie in den Polarländern zum Meeresniveau hin.

Erhitzte Luft dehnt sich aus; also ist ein gleiches Volumen heißer Luft leichter als ein solches kalter. Die stärkere Erwärmung der Luft der tropischen Zone gegenüber der der Polargegenden ist für die Entstehung der Winde von großer Bedeutung.

Wir messen die Temperatur der Luft durch das Thermometer. Dasselbe besteht aus einer feinen Glasröhre, die in einer Kugel endigt und mit Quecksilber (mitunter auch gefärbtem Alkohol) gefüllt ist. Glas und Quecksilber nehmen die Temperatur der umgebenden Luft an; werden sie erwärmt, so dehnen sich beide aus, aber das Quecksilber wesentlich mehr als das Glas; es steigt in der Röhre, bei Abkühlung sinkt es wieder. Mit Hilfe einer Skala mißt man diese Veränderungen, wobei wir als 100^0 die Temperatur kochenden Wassers, bei mittlerem Luftdruck, bezeichnen, als 0^0 die schmelzenden Schnees. Das ist das hundertteilige oder Celsius-Thermometer, das mit Ausnahme von seiten der englisch redenden Nationen allein für wissenschaftliche Angaben gebraucht wird. Die Angaben beziehen sich immer auf wahre Lufttemperatur, d. h. der Einfluß von Sonne und Strahlung, von Regen und Schnee ist auszuschalten und nur dem Wind Zutritt zum Thermometer zu gestatten.

5. Temperaturkarten und Mitteltemperaturen. Die Verteilung der Temperatur veranschaulicht man sich auf Karten durch Linien, die durch diejenigen Orte gezogen sind, die gleiche Temperatur haben; wir nennen solche Linien „Isothermen“.

Die Karte auf Abb. 5 gibt die Morgentemperaturen von Mittel-



Abb. 5. Morgentemperaturen von Mitteleuropa am 30. September 1908.

europa am 30. September 1908 an. Die 10^0-Isotherme trennt alle Orte, die höhere Temperaturen haben (wärmer sind) als $+10^0$, von denen mit niedrigeren Temperaturen; eben solche Isothermen sind für 5^0 und 15^0 ausgezogen.

Wenn Temperaturmessungen zu gewissen Stunden regelmäßig einen ganzen Monat lang angestellt werden und diese Stunden so

über den Tag verteilt sind, daß sie seine kälteren und wärmeren Perioden treffen, so ergibt die Summe aller Temperaturen, geteilt durch die Zahl der Messungen, die „Mitteltemperatur" des Monats. In ähnlicher Weise erhält man durch ein Jahr lang fortgesetzte Beobachtung die Mitteltemperatur des Jahres. Da diese aber in den verschiedenen Jahren etwas schwankt, so sind Reihen von 20 bis 30 Jahren und mehr erforderlich, um wahre Jahresmittel zu erzielen.

Die Karte auf Abb. 6 veranschaulicht die Verteilung der Temperatur über die Erde hin, es ist eine Karte der Jahresisothermen, d. h. Linien, welche die Orte verbinden, die gleiche mittlere Jahrestemparatur haben; es ist indes zu beachten, daß der Temperatur-

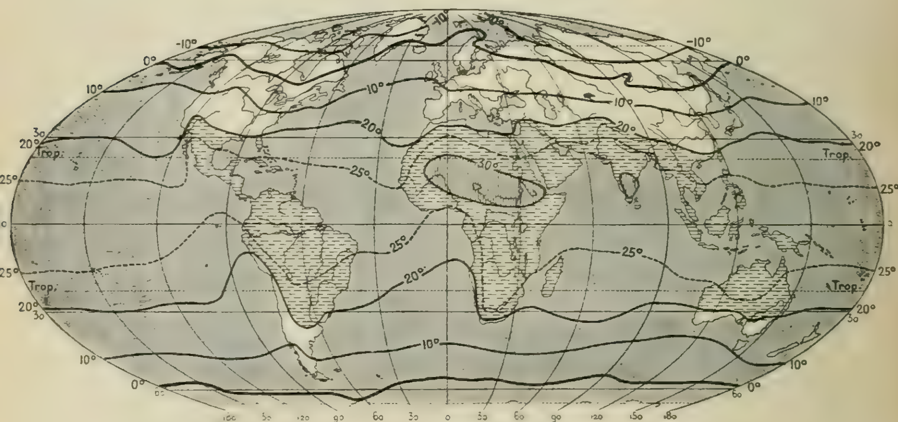


Abb. 6. Karte der Jahresisothermen (etwa 1 : 300 Mill.).

abnahme mit der Höhe wegen alle Temperaturen auf den Meeresspiegel umgerechnet (reduziert) sind. Von dem Wärme-Äquator, der nördlich des Gleichers liegt, nehmen die Temperaturen nach Norden und Süden hin ab. Die Isothermen verlaufen im allgemeinen regelmäßiger auf der südlichen Halbkugel, wo die großen Meeresflächen sich ausbreiten, als im Norden, wo die Durchdringung von Land und Meer viele Störungen herbeiführt.

6. Der Kreislauf der Atmosphäre. Die Bewegungen der Atmosphäre hängen in hohem Grade von Temperaturunterschieden ab. Zwischen zwei Zimmern, von denen das eine warm, das andere kalt ist, tritt eine Luftbewegung ein, sobald die Türe zwischen ihnen geöffnet wird. Kalte Luft ist schwerer als warme Luft; sie

verschiebt sich infolgedessen nach dem Boden des wärmeren Zimmers hin, während die leichtere warme Luft nach der Decke des kalten Zimmers strömt. Zigarrenrauch, die Flamme eines Zündhölzchens können diese Bewegungen veranschaulichen, die so lange fortgehen, als noch Temperaturunterschiede bestehen. Wir nennen eine solche Bewegung einen Kreislauf, die Ströme „Konvektionsströme", weil sie Wärme bzw. Kälte mit sich führen.

Auf der Erde finden wir fast beständig bewegte Luft, die wir als „Wind" bezeichnen. Ein Teil der Bewegungen kommt dadurch zustande, daß in der geschilderten Weise die kalte Luft der Polargegenden danach strebt, ihrer Schwere folgend, sich unter die warme Luft der Tropen zu schieben. Die warme Luft andererseits wird in der Nähe der äquatorialen Zone in die Höhe gehoben, um dort nach Nord und Süd nach den Polen abzufließen. So entsteht, da die kalte Luft am Äquator wieder erwärmt wird und die warme an den Polen abgekühlt, ein dauernder Kreislauf, ein Konvektionsstrom, den die Sonne mit ihrer Wärme im Gange hält.

Wir müßten demnach erwarten, den niedrigsten Luftdruck in der Äquatorialzone zu finden, den höchsten am Pol. Tatsächlich ist das auf der Erde nicht der Fall, weil die Erdumdrehung einen störenden Einfluß auf den regelmäßigen Kreislauf ausübt. Die Erdrotation strebt danach, alle in horizontaler Richtung vor sich gehenden Bewegungen auf der nördlichen Halbkugel nach rechts abzulenken, auf der südlichen nach links (vgl. Abschnitt 7). Die Kraft, mit der das geschieht, ist 0 am Äquator, am stärksten an den Polen. Da die Temperatur am Äquator und Pol verschieden ist, entstehen zunächst Konvektionsströme in der Richtung der Meridiane. Die Erddrehung lenkt sie nach rechts oder links ab, der Halbkugel entsprechend; die daraus sich entwickelnden Strömungen beeinflussen die Druckverteilung stark. So ergibt sich, wenn man die Unterschiede und Störungen des Wechsels von Land und Meer ausschaltet, folgende Luftdruckverteilung:

Nord- und Südpolargebiet: hoher Luftdruck,
60^0—70^0 nördl. und südl. Breite: niedriger Luftdruck (unter 750 mm),
30^0—35^0 nördl. und südl. Breite: hoher Luftdruck (über 765 mm),
Äquatorialgebiet: niedriger Luftdruck (unter 760 mm).

In der bewegten Luft vollziehen sich Änderungen der Temperatur

nicht nur infolge des Kreislaufs durch die verschiedenen Zonen, sondern auch während des Aufsteigens und Sinkens. Wenn warme Luft gehoben wird, so wird der Druck der Atmosphäre über ihr immer geringer; die aufsteigende Luft dehnt sich aus und wird dadurch abgekühlt, so daß also auch in den Luftschichten über der heißen Zone niedrige Temperaturen zu finden sind.

Andererseits erwärmt sich die Luft beim Herabsteigen in den höheren Breiten, da dann immer mehr Luft über ihr liegt, durch die sie zusammengedrückt wird. So ist nicht etwa das Herabsinken der Luft aus großen Höhen Ursache der polaren Kälte. Vielmehr sind diese Temperaturschwankungen von großer Bedeutung für die Menge der Niederschläge, was später zu besprechen sein wird.

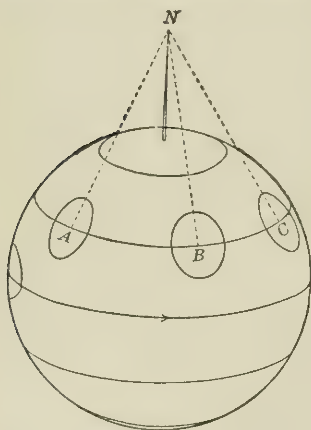


Abb. 7. Darstellung zur Veranschaulichung der Ablenkung.

7. Die Ablenkung der Winde durch die Erdumdrehung. Folgende Ausführungen mögen die bereits erwähnte Ablenkung der Winde durch die Erdumdrehung klarer machen: man denke sich eine Marbel in den Mittelpunkt eines runden Tisches gelegt. Dann läuft sie, wenn man sie in Bewegung setzt, von hier nach dem Rande in einer geraden Linie, einem Radius der Tischplatte. Wenn nun der Tisch eine langsame Drehbewegung um eine Achse, die durch seinen Mittelpunkt geht, vollführt und die Marbel wieder nach dem Rande hin rollt, dann geschieht's auf einer Kurve, die hinter dem Radius, auf dem das Rollen begann, zurückbleibt. Dreht sich z. B. die Tischplatte nach links, so wird die Marbel von ihrer ursprünglichen Bahn nach rechts abgelenkt, und zwar um so mehr, je schneller die Drehung der Unterlage geschieht.

In Abb. 7 möge der Kreis *A*, der auf der Erde an einer Stelle nördlicher Breite liegt, einen runden Tisch oder überhaupt eine runde Fläche von bedeutender Größe darstellen. Eine von dem Mittelpunkt des Kreises nordwärts gezogene Linie trifft die verlängerte Erdachse bei *N*. Wenn die Umdrehung der Erde den Kreis nach *B* geführt hat, dann hat dieselbe Nordlinie die neue

Richtung BN, die anzeigt, daß der Kreis sich etwas nach links mit Rücksicht auf seinen Mittelpunkt verschoben hat. Jeder derartige Kreis möge jetzt eine sich drehende Oberfläche darstellen. Ein Körper, der seine Bewegung in irgendeiner Richtung von Punkt A aus beginnt, wird wegen der Drehung des Kreises nach links selbst nach rechts abgelenkt werden. Die Ablenkung ist am stärksten am Pol, weil ein Kreis hier mit der größten Geschwindigkeit rotiert, sich einmal in 24 Stunden ganz herum dreht, am schwächsten, nämlich = 0, am Äquator, weil hier ein Kreis gar keine Drehung um seine Achse erleidet. Auf der südlichen Halbkugel, wo der Kreis sich nach rechts dreht, wirken die ablenkenden Kräfte nach links hin.

Der Wind, der frei über die Erde hinstreicht, wird stark von den ablenkenden Kräften, die durch die Erdumdrehung entstehen, beeinflußt. Es muß dabei hervorgehoben werden, daß es ganz gleich ist, in welcher Richtung die Bewegung des Windes beginnt, Ost- und Westwinde werden ebenso betroffen wie Nord- und Südwinde. Meeresströmungen werden in derselben Weise, doch schwächer als die Winde beeinflußt, weil sie sich langsamer bewegen; noch geringer ist die Wirkung der Ablenkung bei Flüssen, die an ihr Bett gebannt sind; man kann sie aber auch bei Eisenbahnzügen und ihrem Druck anf die Schienen beobachten.

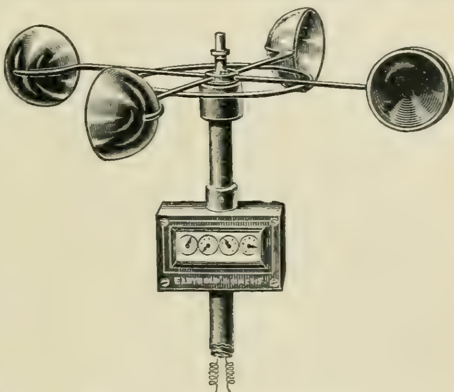


Abb. 8. Schalenkreuzanemometer.

8. Beobachtung des Windes. Die Richtung des Windes wird mittels der Windfahne bestimmt, die an einem erhöhten Punkt so aufzustellen ist, daß der Wind von allen Seiten Zutritt hat. Wir benennen den Wind nach der Richtung des Kompaß, von der er herkommt. Die Stärke des Windes wird entweder mit Hilfe einer Metalltafel gemessen, die frei aufgehängt ist und die der Wind heben muß, oder mit einem Schalenkreuzanemometer (Abb. 8). Auf See und im gewöhnlichen Leben bedient man sich allgemein der Schätzung nach der 12teiligen sog. Beaufortschen Skala, deren

Hauptwerte in folgender Tabelle zusammengestellt sind (nach H. Wagner):

	Beaufort	Windgeschwindigkeit m in Sek.
Schwacher Wind . .	2	3,1
Mäßiger Wind . . .	4	6,7
Starker Wind . . .	6	10,7
Steifer Wind . . .	7	12,9
Sturm	9	18
Orkan	12	40—50 (?).

Diese Werte gelten für die freie Meeresfläche; am Lande hemmt die unebene Oberfläche die Geschwindigkeit sehr, am meisten in den unteren Schichten der Luft. Hier bläst auch der Wind niemals gleichmäßig, sondern in mehr oder minder deutlichen Stößen, eben der Hindernisse wegen.

9. **Der Kreislauf des Wassers.** Wasser verdunstet von der Oberfläche des Meeres, besonders in der warmen Zone, von Seen, Flüssen und der Vegetationsdecke; der Wasserdampf mischt sich der Luft bei und wird mit den Winden fortgeführt. Wenn die feuchte Luft sich genügend abkühlt, so kondensiert sich der Wasserdampf zu kleinen Wassertröpfchen oder Eiskristallen, und es treten Wolken in der Luft auf. Bei weiterer Abkühlung kommt es zu Regen oder Schneefall. Das Wasser kann auf diesem Wege direkt in das Meer zurückkehren, oder es fällt auf das Land, von wo die Flüsse es wieder dem Ozean zuführen. So entsteht ein Kreislauf des Wassers durch die Atmosphäre. Wir folgen ihm zugleich mit der Betrachtung der Winde, da die zu den Niederschlägen führenden Abkühlungsvorgänge der Luft auf das engste mit ihrer Bewegung zusammenhängen.

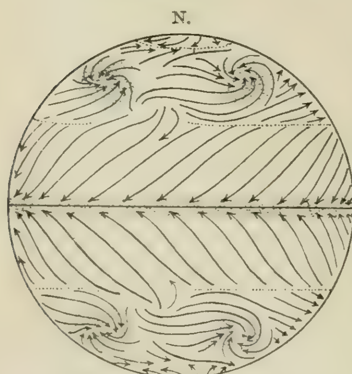


Abb. 9. Das planetarische Windsystem der Erde.

10. **Die planetarischen Windgürtel der Erde.** Die regelmäßigsten Winde der Erde, die unter dem Einfluß der Erwärmung am Äquator und der Erddrehung entstehen und, weil jedem Planeten eigen, „planetarische" genannt sein mögen, sind die Passate und die Westwinde der höheren Breiten (Abb. 9), zwischen denen die Kalmen und der Gürtel der Roßbreiten liegen.

Die Passate wehen mit großer Beständigkeit von etwa 28° nördl.

und südl. Breite aus in schräger Richtung gegen den Gürtel niedrigen Druckes hin, der um den Äquator lagert, von NO auf der nördlichen Halbkugel, von SO auf der südlichen Hemisphäre. Die Westwinde herrschen in einem großen Teil der gemäßigten Zone als eine schräge Kreisbewegung um den niedrigen Druck der hohen Breiten vor. Sie werden unregelmäßig durch das Auftreten kleinerer, sich selbständig nach Ost bewegender Wirbel gestört.

Zwischen diesen Hauptzonen beständiger Winde liegen schmalere Gürtel mit veränderlichen schwachen Winden und häufigen Windstillen; hier ist der Luftdruck so gleichmäßig verteilt, daß sich keine regelmäßige Bewegung ausbilden kann. Allgemein gilt, daß die ganze zonare Gliederung der Luftmassen über den Meeren weit schärfer ausgeprägt ist als über den Landmassen.

11. **Die Passate.** Die Richtung der Passate wird durch die Erddrehung bestimmt, so daß aus rein nördlichen bez. südlichen Winden nordöstliche und südöstliche werden. Sie wehen nicht sehr stark (6 bis 8 m in der Sekunde), aber beständig und erwärmen sich, je mehr sie dem Äquator näher kommen. Ihre Beständigkeit erleichtert die Segelschiffahrt ganz außerordentlich.

Die Küsten, auf welche die Passate hinwehen, werden von heftiger Brandung umkränzt, so daß die Landung außer in gut geschützten Häfen schwierig wird. Tiefländer, über welche die Passate hinstreichen, werden unter dem dörrenden Einfluß ihrer sich erwärmenden Luft zu Wüsten; denn wenn ein Wind wärmer wird, nimmt er alle Feuchtigkeit auf, deren er habhaft werden kann, anstatt daß er die mitgeführte abgibt. Die Sahara in Afrika und die inneraustralischen Einöden sind Beispiele hierfür; nicht die Unfruchtbarkeit ihres Bodens macht sie zu Wüsten, sondern die Trockenheit der Luft.

Wo die Passate gegen eine Bergkette anstoßen, die sich ihnen in den Weg stellt, da werden sie gezwungen, in die Höhe zu steigen. Dabei dehnt sich die Luft aus und kühlt sich ab; in demselben Maß als das geschieht, kondensiert sich, nachdem Sättigung erreicht ist, der bisher unsichtbare Wasserdampf zu Wassertröpfchen. Die klare Luft wird wolkig, und es beginnt zu regnen. Die Ostabhänge der Anden an den Quellflüssen des Amazonas, die Berge an der Ostküste von Brasilien, die Ostabhänge des mexikanischen und mittelamerikanischen Hochlandes werden auf diese Weise mit genügender Regenmenge versehen (über 1500 mm im Jahre), um dichte Wälder tragen zu können.

Der dem Wind abgekehrte Abhang, die Leeseite der Berge, wo die Luft hinabsteigt, ist verhältnismäßig trocken und wüst, denn beim Sinken wird die Luft verdichtet und dabei erwärmt, nimmt sogar noch Feuchtigkeit auf. Besonders bemerkenswert in dieser Beziehung sind die Anden von Peru, wo angesichts des Meeres sich eine Wüste ausdehnt. In der Sahara empfangen die wenigen Bergketten, die sich dem Wind entgegenstellen, doch so viel Niederschlag, daß Bäume gedeihen können; aber die Flüßchen, die sich entwickeln, versiegen nicht weit vom Fuß der Berge.

12. **Die Westwindzone.** Die Westwinde sind viel weniger regelmäßig als die Passate, weil sie durch selbständige Wirbel gestört werden, die die häufigen Witterungsänderungen in gemäßigten Breiten bewirken. Mitteleuropa untersteht vollständig der Herrschaft der westlichen Winde, wie alle über längere Zeit fortgesetzten Windbeobachtungen erweisen. Damit ist eine reichliche und regelmäßige Zufuhr von Niederschlägen verbunden, die an der Regenseite der Mittelgebirge über 2000 mm Regenhöhe liefert, während dahinter, im „Regenschatten" des Gebirges, nur 500 mm und weniger fallen.

13. **Der Kalmengürtel.** In dem Gebiet der Windstillen und leichten Brisen rings um den Äquator, dem Gürtel der „Kalmen" (calme = still), ist die Luft sehr feucht, da die Passate Wasser aufsaugen; der Himmel ist meist bedeckt, Regen fällt fast täglich, meist in den Nachmittags- oder Nachtstunden. Am Land entwickelt sich die Vegetation zu solcher Üppigkeit, daß sie den Ackerbau nahezu erstickt. Auf See haben die Segelschiffe unangenehme Tage zu überstehen, in denen eine schwache Dünung und wechselnde Winde sie hin und her werfen, ehe es ihnen gelingt, den Gürtel der Stillen zu passieren und wieder in den Passat zu kommen.

Die starken Niederschläge der Kalmenzone kommen dadurch zustande, daß die warme feuchte Luft der Passate hier langsam aufsteigt. Sie wird ausgedehnt und abgekühlt, es kommt zum Regen, der sehr heftig ist, da die Abkühlung bei hohen Temperaturen eine viel größere Verdichtung des Dampfes bewirkt als derselbe Betrag der Abkühlung bei niedriger Temperatur. Oft entwickeln sich auch Gewitter.

14. **Die Roßbreiten.** Zwischen den Passaten und dem Gürtel der Westwinde liegt ein wenig ausgeprägter Streifen von Stillen und leichten Winden, den man „Roßbreiten" nennt. Die Winde

wehen meist aus der Zone hinaus, während von oben her Luftzufuhr stattfindet. Diese Luft wird durch das Gewicht der Luftschichten über ihr zusammengedrückt und in demselben Maß beim Sinken erwärmt; sie löst die in ihr befindlichen Wolken auf, es herrscht also schönes, trockenes Wetter hier vor.

15. **Die Zirkumpolarregionen.** Die Pole und ihre Umgebung werden von Winden umkreist, die Luft in schräger Richtung zum Äquator hin führen. Während im Nordpolargebiet infolge der unregelmäßigen Verteilung von Land und Wasser Störungen häufig sind, herrscht in der Antarktis eine größere Gleichmäßigkeit, obgleich sich auch dort schwache Tiefdruckgebiete ausbilden.

16. **Die Wirbelbewegungen in der Westwindzone.** In der Westwindzone treten häufige Störungen der regelmäßigen Bewegungen ein. So z. B. gehen von dem stationären Tiefdruckgebiet über dem Nordatlantischen Ozean kleine, bewegliche Minima oder Zyklonen aus, die sich nach Osten hin verschieben und einen großen Teil des Jahres hindurch die Witterung von Mitteleuropa beeinflussen. In ihnen weht die Luft nach innen und steigt hinauf. Aus den bereits erwähnten Gründen ist daher das Wetter in ihrem Bereich wolkig und feucht. Man hat Zugbahnen zu konstruieren vermocht, die immer wieder von den „Tiefs“ eingeschlagen werden und auf denen dieselben mit einer Geschwindigkeit fortschreiten, die in den Vereinigten Staaten 50 km in der Stunde erreicht, in Westeuropa gewöhnlich nur 30 km.

Auf der Vorderseite der Depression (Abb. 10) herrscht in Europa im Winter warmes, im Sommer kühles Wetter, der Himmel überzieht sich bei SW-Winden erst mit feinen Wolkenschleiern, dann mit dichten Wolken, es kommt zu Niederschlägen, während der Wind allmählich nach W dreht. Bewegt sich das Tief weiter, so geht der Wind unter Nachlassen der Niederschläge nach NW herum, es wird kalt, die Wolken zerreißen, nur noch einzelne Böen kommen, im Winter Graupel und Schneeschauer. Schließlich tritt Nordwind mit ungewöhnlich klarer Luft ein, während das Barometer dauernd gestiegen ist. Bedeutend schwächer ist die Wirbelbewegung in den Hochdruckgebieten, den Maxima oder Antizyklonen, ausgeprägt. Ihrem Mittelpunkt strömt die Luft von oben zu und nach den Seiten ab, wobei sie sich in der Richtung des Uhrzeigers dreht. Die entsprechenden Bewegungen der südlichen Halbkugel verlaufen entgegengesetzt. Die Maxima bewegen sich nur

langsam auf unbestimmten Bahnen, in ihrem Bereich herrschen aus den gekennzeichneten Gründen schwache Winde und schönes Wetter.

Abb. 10. Wetterkarte vom 3. Dezember 1909 8 Uhr vormittags.

17. **Der Wechsel der Jahreszeiten.** Die Erde dreht sich einmal im Jahr um die Sonne. Infolge der schiefen Stellung der Erdachse zur Sonnenbahn empfängt 6 Monate lang in jedem Jahr (vom

20. März bis zum 22. September und umgekehrt) eine Erdhälfte einen größeren Betrag an Sonnenschein als die andere, dessen Wirkung in den kurzen Nächten nicht ganz wieder verloren geht. Man kann diese Erdhälfte die Sommerhalbkugel nennen, die andere die Winterhalbkugel. Im Norden gehören zum Winter die Monate: Dezember, Januar, Februar; zum Frühjahr: März, April, Mai; zum Sommer: Juni, Juli, August und zum Herbst: September, Oktober, November.

Die Erdachse steht, wie erwähnt, nicht senkrecht zur Ebene ihrer Bahn, ist vielmehr um $23^1/_2{}^0$ gegen die Vertikale geneigt, und zwar in der Richtung, daß der Nordpol am 21. Dezember von der Sonne abgewendet ist. Während des Umlaufs der Erde bleibt die Achse immer sich selbst parallel, am 20. Juni ist also der Nordpol der Erde der Sonne zugewandt. Daraus folgt, daß der Betrag der Sonnenwärme auf den verschiedenen Breiten während des Jahres schwankt; einmal, weil die Neigung der Sonnenstrahlen zum Horizont wechselt, sie durch das Passieren der Atmosphäre somit ganz verschiedene Verluste erleiden und sich über verschieden große Räume im Verhältnis zum Querschnitt verteilen müssen; zweitens weil die tägliche Dauer der Sonnenbestrahlung oder der Teil der 24 Stunden, während dessen die Sonne über dem Horizont steht, veränderlich ist. Dadurch wird der Wechsel der Jahreszeiten bestimmt.

Für die Zeit der Tag- und Nachtgleiche ergibt sich, daß der Äquator die größte Menge Sonnenstrahlung empfängt; hier ist der Tag 12 Stunden lang, und die Sonne geht mittags durch den Zenith. In den höheren Breiten jeder Hemisphäre erreicht aber, obwohl der Tag auch 12 Stunden lang ist, die Sonne nicht den Zenith, verliert infolgedessen an Kraft. An den Polen schließlich berühren die Sonnenstrahlen als Tangente die Erdkugel, und es findet keine Erwärmung statt. Am 21. Juni hat der Äquator wohl noch einen 12 Stunden langen Tag, aber die Sonne erreicht nicht den Zenith, die Insolation (= Besonnung) ist also schwächer als zur Tag- und Nachtgleiche. Die südlichen Breiten haben noch schwächeren Strahleneinfall, und die Tage werden nach S hin immer kürzer, bis unter $66^1/_2{}^0$ die Nacht 24 Stunden lang ist und die Bestrahlung ganz wegfällt. Nördlich vom Äquator steht die Sonne bei der Breite $23^1/_2{}^0$ im Zenith, und da der Tag dort mehr als 12 Stunden lang ist, so ist der Betrag der Bestrahlung größer als selbst am

Äquator zur Tag- und Nachtgleiche. Weiter nordwärts finden wir für eine Strecke weit eine Zunahme des Wertes der Insolation, weil der durch die geringere Mittagshöhe der Sonne verursachte Verlust durch die längere Dauer der Tage mehr als ausgeglichen wird. Dann

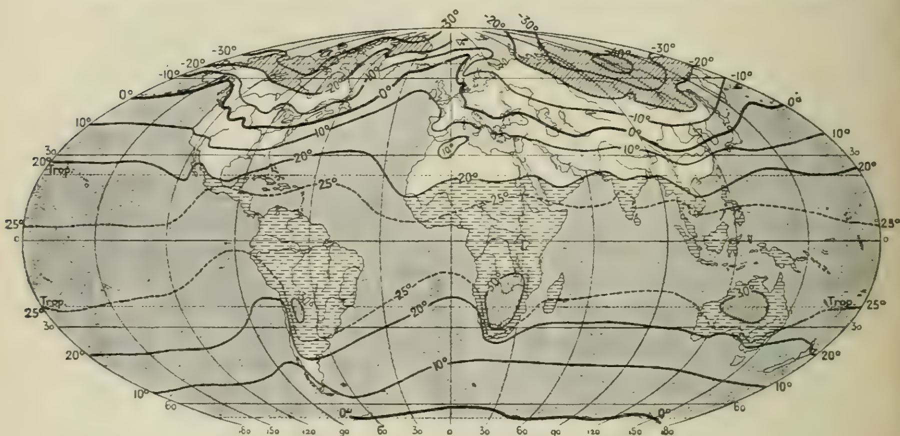


Abb. 11. Karte der Januarisothermen (etwa 1 : 300 Mill.).

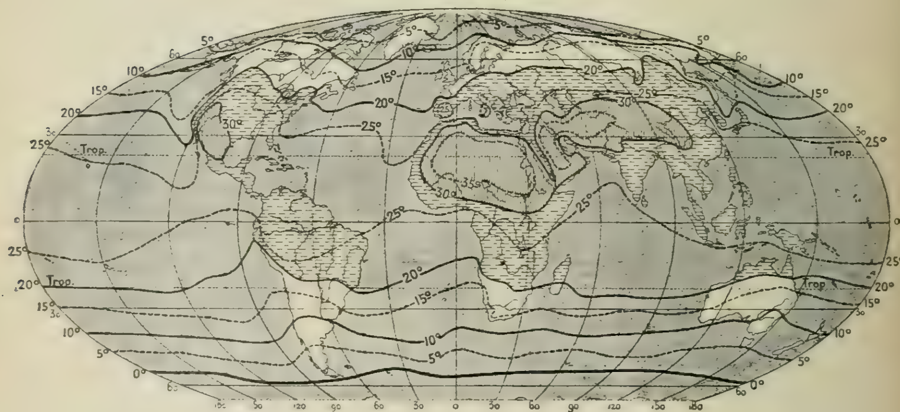


Abb. 12. Karte der Juliisothermen (etwa 1 : 300 Mill.).

folgt zwischen 40° und 60° nördl. Breite eine Abnahme der Intensität, bis weiter nordwärts die Tageslängen rasch so groß werden, daß die Sonne bald 24 Stunden über dem Horizont steht und die Insolation am Pol ihr Maximum erreicht. Am 21. Dezember end-

lich sind die Zustände der nördlichen und südlichen Halbkugel vertauscht.

Demnach haben wir folgende Einteilung in Zonen: in der heißen Zone, von $23\frac{1}{2}^{0}$ nördl. Br. bis $23\frac{1}{2}^{0}$ südl. Br., erhält jeder Punkt zweimal im Jahr senkrechte Sonnenstrahlen; alle Tage sind ungefähr 12 Stunden lang. In der kalten Zone, vom Pol bis zu $23\frac{1}{2}^{0}$ Abstand, d. h. innerhalb der Polarkreise, gibt es wenigstens einen Tag und eine Nacht, die 24 Stunden dauern, die Tag- und Nachtlängen schwanken also stark; in der gemäßigten Zone endlich, von $23\frac{1}{2}^{0}$ bis $66\frac{1}{2}^{0}$ nördl. und südl. Br., vergeht kein Tag ohne Sonnenaufgang und -untergang.

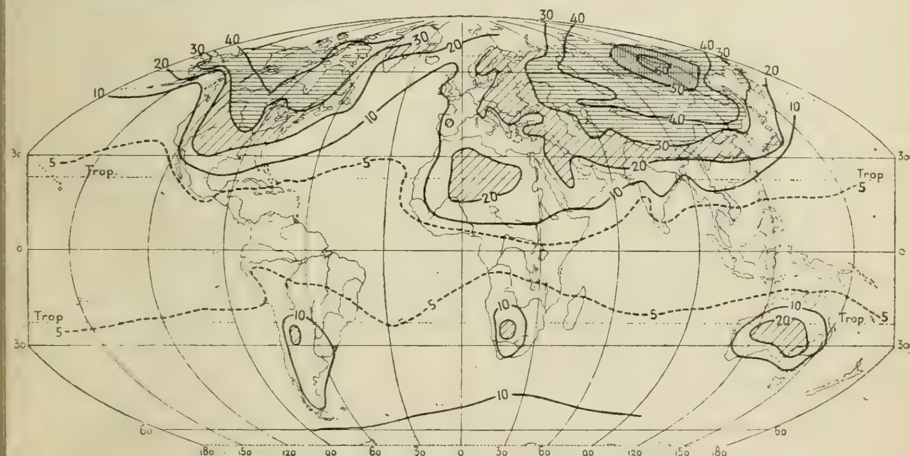


Abb. 13. Karte der Isoamplituden (etwa 1 : 300 Mill.).

18. Die jahreszeitlichen Schwankungen der Temperatur. Bei einer Betrachtung von Isothermenkarten (Abb. 11 u. 12) erkennt man, wie während des Sommerhalbjahres einer Halbkugel der thermische Äquator, der die Punkte größter Wärme verbindet, sich nach ihr hin verschiebt, somit die hohen Temperaturen der heißen Zone nach mittleren Breiten vorrücken, während die Polarkälte zurückweicht. In dem Winterhalbjahr derselben Halbkugel ist das Umgekehrte der Fall.

Ein gutes Bild des Temperaturganges an den einzelnen Stellen der Erde gewährt eine Karte der Differenzen zwischen der höchsten und niedrigsten mittleren Monatstemperatur, wie sie Abb. 13 mit

Hülfe der Linien gleicher jährlicher Temperaturschwankung („Isoamplituden“) gibt. Auf Grund dieser Karte kann man folgende klimatische Einteilung vornehmen: jährliche Temperaturschwankung bis zu 15°: Seeklima und Äquatorialklima; 15—20°: Übergangsklima; 20—40°: Landklima; über 40°: stark ausgeprägtes Landklima.

19. Veränderungen der Winde mit den Jahreszeiten (Abb. 14). Die oben betrachteten planetarischen Windsysteme der Erde erleiden im Laufe der Jahreszeiten mancherlei Verschiebungen und werden so den Bedingungen, die speziell die Erde bietet, genau angepaßt; wir können daher diese mit jährlicher Periode wechselnden Bewegungen als „terrestrische“ Winde bezeichnen. Ganz allgemein ist zunächst auf der Winterhalbkugel der Erde der Temperaturunterschied zwischen dem Äquator und den Polen verschärft und dementsprechend die Intensität der Winde größer; das tritt besonders in der Zone der Westwinde hervor.

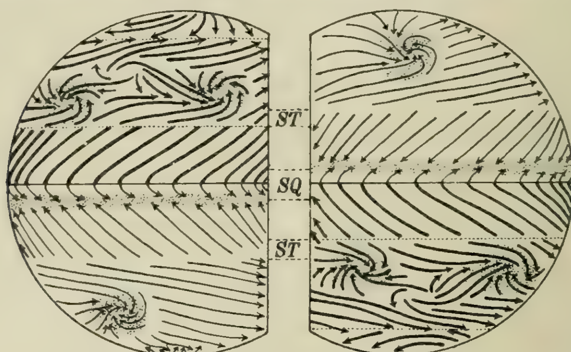


Abb. 14. Die terrestrischen Winde im Januar und Juli.
ST = subtropische Zone, *SQ* = subäquatoriale Zone.

Der Kalmengürtel der Roßbreiten verschiebt sich mit der Sonne; zum Äquator hin im Winter, zu den Polen im Sommer, mit ihm wandert die Polargrenze der Passate. Die Länder, auf denen sich diese Übergänge vollziehen, bezeichnen wir als „subtropische“ (z. B. das Mittelmeergebiet); sie haben im Winter Westwinde mit Regen, im Sommer die austrocknenden Passate. Ebenso verschieben sich die Kalmen am Äquator und dehnen ihre Regengüsse auf die subäquatorialen Zonen aus. Die hier fallenden Regenmengen werden in Afrika zu einem großen Teil von den Quellflüssen des Nil gesammelt und diesem Fluß zugeführt. In Ägypten kommt die

Wassermenge im Juni an, der Fluß beginnt zu steigen und überflutet sein Tal, um im September wieder zurückzutreten. Während des Hochstandes schlägt sich der Schlamm nieder, auf dem die Fruchtbarkeit des Landes beruht.

20. **Die kontinentalen Winde.** Die größten Verschiebungen aber erleiden die Windsysteme der Erde durch die ungleichmäßige Erwärmung von Land und Meer in außertropischen Breiten; es entstehen jahreszeitlich wechselnde Winde, die wir als „kontinentale“ bezeichnen, die aber fast nur auf der Nordhalbkugel ausgebildet sind, weil sich nur hier zwischen die Meere umfangreiche Landmassen legen. Wir nennen diese Winde „Monsune“. Ihre größte Entwicklung erfahren sie in der Umgebung von Asien: die große Landmasse erhitzt sich im Sommer stark und in das Minimum, das durch die Ausdehnung der heißen Luft erzeugt wird, strömen die Winde von allen Seiten ein, in ihrer Richtung nur durch die Erdrotation beeinflußt; über den ganzen Indischen Ozean nördlich vom Äquator weht alsdann der SW-Monsun. Umgekehrt im Winter; dann ist Asien kalt und von einem Hochdruckgebiet bedeckt, Afrika andererseits zieht die Luft an, und wir finden den meist schwächeren NO-Passat bis zum Äquator hin, während südlich auf etwa 10^0 hin der NW-Monsun weht. Diese beiden regelmäßig wechselnden Winde sind für die primitive Schiffahrt sowie für die Entdeckungsgeschichte der beiden Erdteile von großer Bedeutung geworden.

21. **Land- und Seewinde.** Dem jahreszeitlichen Wechsel der Monsune entspricht der tägliche der Land- und Seewinde an Küsten. Das Land erwärmt sich bei Tag rascher und stärker als das Meer, die Luft über dem Lande wird erwärmt und ausgedehnt, fließt dann in mäßiger Höhe gegen das Meer hin ab. Hier steigt der Luftdruck, und der Seewind bildet sich aus, vom Meere gegen das Land hin fortschreitend. In den Vormittagsstunden trifft er die Küste und weht bis zum Abend, wo ihn der meist schwächere Landwind ablöst; in unseren Breiten bildet sich nur bei anhaltend schönem Wetter dieser Wechsel aus, in den Subtropen und Tropen ist er, weil solches Wetter dort öfter herrscht, häufig und für die Bewohnbarkeit heißer Küstenstriche von großer Bedeutung.

22. **Luftfeuchtigkeit.** Den Gehalt der Atmosphäre an Wasser in Gasform, als Wasserdampf, bezeichnen wir als „Feuchtigkeit“. Ihr Betrag hängt in erster Linie von der Temperatur ab, als Quelle

dient die Verdunstung vornehmlich von der Oberfläche der Meere. Je höher die Temperatur ist, desto größer kann der Betrag an Wasserdampf sein, und zwar nimmt die Fähigkeit der Luft, Wasserdampf aufzunehmen, schneller als die Temperatur zu; erreicht die Dampfmenge ihr höchstmögliches Maß bei einer gegebenen Temperatur, so sprechen wir von „Sättigung". Die unteren Luftschichten über dem Meere sind immer nahezu gesättigt; für den Menschen ist dieser Zustand sehr unangenehm, größere Trockenheit ist leichter zu ertragen.

23. **Tau und Reif.** Tau ist ein Feuchtigkeitsniederschlag, der sich bildet, wenn sich der Erdboden in der Nacht durch Strahlung

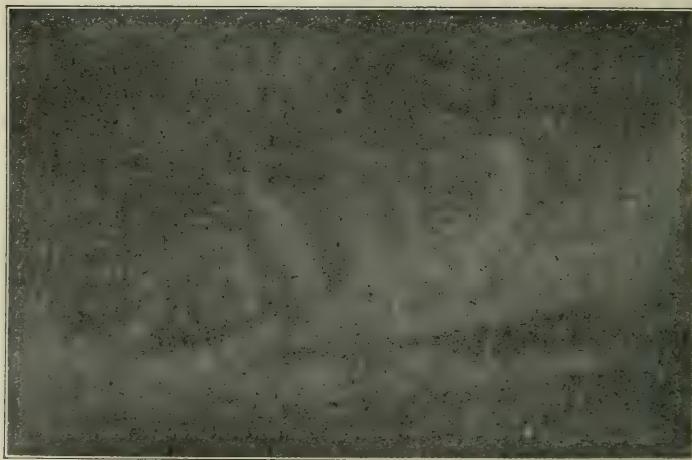


Abb. 15a. Wolkenformen (Cirrus)

stark abkühlt. Luft von höherer Temperatur kann mehr Wasserdampf enthalten als kältere Luft; wird erstere unter ihre Sättigungsgrenze abgekühlt, unter den „Taupunkt", wie man sagt, so fällt der Wasserdampf aus, während andere Tropfen aus dem Boden kommen. Der Tau setzt sich am stärksten auf denjenigen Körpern ab, die am meisten Wärme ausstrahlen und keine Ergänzung empfangen; dahin gehören z. B. Blätter, Gras. Geht die Abkühlung bis unter den Gefrierpunkt hinunter, so bildet sich Reif. Bei bewölktem Himmel oder windigem Wetter fehlen beide Ausscheidungen, weil die Abkühlung dann nicht stark genug ist.

24. **Wolken und Nebel.** Wolkenbildung in größerem Umfang

findet da statt, wo Luft aus irgendeinem Grunde aufsteigt und abgekühlt wird; ihr Wasserdampf scheidet sich in Tröpfchenform oder als Eiskristalle aus, und diese Ansammlungen von Tropfen oder Eisnadeln sehen wir als Wolken. Sie sind nichts Festes, sie bezeichnen nur die Stellen, an denen die Ausscheidung stattfindet, und sind in ihrem Inneren in beständiger Umbildung begriffen. Von unten aus gesehen, scheint eine Wolke, die eine Bergspitze verhüllt, mit scharfen Rändern ganz still zu liegen; ist man aber in ihrem Bereich, so herrscht ein um so lebhafteres Nebeltreiben, je dichter die Wolke aussah.



Abb. 15 b. Wolkenformen (Cumulus).

Wir unterscheiden nach Gestalt und Entstehung verschiedene Wolkenformen, von denen einige hier angeführt seien (Abb. 15 a, b). An warmen Sommertagen bei schönem Wetter bildet sich an der Stelle aufsteigender Luftströme die Haufenwolke (Cumulus); sie ist unten horizontal begrenzt, nach oben hin in rundlichen Kuppen mächtig aufgetürmt, blendend weiß, wo die Sonne sie bescheint. Die Wolken bewegen sich mit der oberen Luftströmung, lösen sich gegen Abend auf, wenn die Erwärmung durch die Sonne aufhört.

Den großen Luftwirbeln der Westwindzone geht in der Regel eine andere Wolkenform von faserigem, weißlichem Gewebe, federartig gestaltet voraus. Sie bildet sich in sehr großen Höhen

der Atmosphäre (etwa 10 km) und besteht aus Eisnadeln; wir nennen diese Form Cirrus. Wenn sich ein weißlicher Schleier über den Himmel ausbreitet, in dem Sonne und Mond von farbigen Höfen umgeben scheinen, so sprechen wir von Cirro-Stratus. Ihnen folgt beim Fortschreiten des Tiefs gewöhnlich die Regenwolke, Nimbus, eine dicke Schicht dunkler formloser Wolken, die sehr ausgedehnt sein kann.

Nebel ist weiter nichts als eine Wolke, die dem Erdboden aufliegt, er besteht aus feinen Wassertröpfchen. Ursache der Nebelbildung über dem Land ist oft die nächtliche und winterliche Ausstrahlung und dadurch bewirkte Abkühlung; über Gewässern entsteht Nebel, wenn das Wasser wärmer ist als die Luft, so daß der aufsteigende Wasserdampf sich in der darüber hinwehenden Luft abkühlt und kondensiert.

25. **Gewitter.** An warmen schönen Sommertagen kann an allen Stellen der Erde, die nicht gerade Wüste sind, die Erwärmung der Luft durch die Sonne eine so große werden, daß das Aufsteigen der Luftmassen in den Nachmittagsstunden mit großer Gewalt vor sich geht. Dann schiebt sich über den Gipfel der schön geformten Haufenwolken ein flacher Schirm aus Cirro-Stratus, sie werden dunkel, es erhebt sich Wind, und unter Blitz und Donner beginnt es heftig zu regen. Das ist die Erscheinungsform des „Wärmegewitters“, hervorgerufen also durch eine Störung der oberen Luftschichten infolge des Empordringens großer Massen von unten, wobei starke elektrische Spannungen entstehen.

Etwas anders geartet sind die „Wirbelgewitter“, die den Rand einer Zyklone begleiten. Auch sie treten häufig nach warmem Wetter auf, aber in allen Jahreszeiten und führen in der Regel zu einem Witterungsumschlag, werden von Niederschlägen bei kühlen NW-Winden (auf der südlichen Halbkugel SW-Winden) gefolgt. Während die Wärmegewitter meist nur lokal sind, ziehen die Wirbelgewitter in breiter Front dahin, oft von Böen — orkanartigen Windstößen — begleitet.

26. **Die Niederschläge.** Wir fassen Regen, Schnee, Hagel und Graupel unter dem Namen Niederschläge zusammen. Schnee bildet sich, wenn die Luftfeuchtigkeit sich bei Temperaturen unter Null kondensiert, Regen bei höheren Temperaturen, doch wandelt sich oft Schnee in Regen um, ehe er zu Boden gelangt. Hagel besteht aus Eiskörnern, die manchmal Haselnußgröße erreichen; er ent-

steht im Sommer, wo er fast ausschließlich fällt, durch das Einbrechen und die durch die Ausdehnung erfolgende Abkühlung warmer, feuchter Luft in die höheren Luftschichten. Graupel sind rundliche Gebilde von weißer Farbe, bestehend aus Schneekristallen, die durch Eis zusammengehalten werden. Sie fallen meist in den Übergangsjahreszeiten bei böigem Wetter und sind eine ihrer Bildung nach zwischen Schnee und Hagel stehende Form.

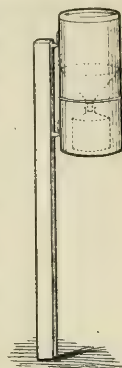


Abb. 16. Regenmesser.

Man bestimmt den Betrag der Niederschläge, indem man die Tiefe des Wassers mißt, das sich von ihnen herrührend in einem zylindrischen Gefäß sammelt. Das Instrument bezeichnen wir als „Regenmesser" (Abb. 16), seine Aufstellung muß in der Nähe des Erdbodens frei und offen und doch windgeschützt geschehen, damit nicht zu viel Regentropfen über das Sammelgefäß hinweggeblasen werden; Niederschläge in fester Form werden geschmolzen, bevor man sie mißt.

Die allgemeinsten Züge der Verteilung der Niederschläge über die Erde sind die folgenden, wobei die enge Übereinstimmung mit

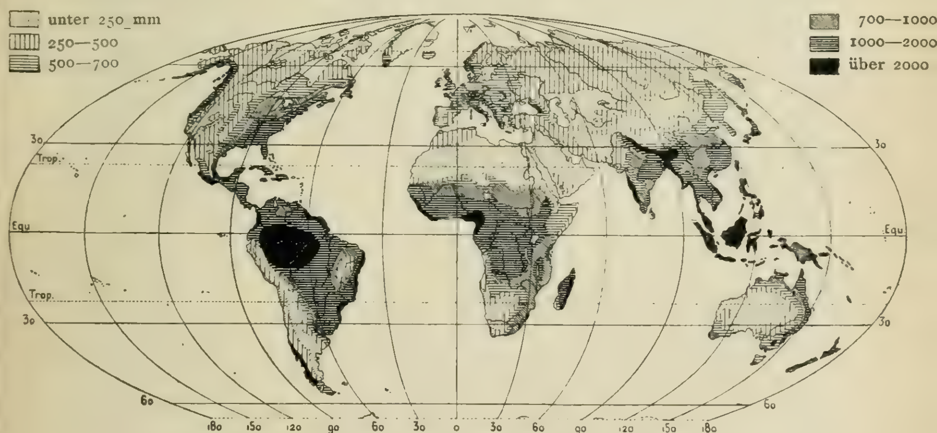


Abb. 17. Karte der jährlichen Regenmenge (1 : 300 Mill.).

der Zirkulation der Atmosphäre in die Augen fällt (Abb. 17). In dem Äquatorialgürtel mit seiner starken aufsteigenden Bewegung heißer, feuchter Luft sind die Niederschlagsmengen am größten, meist über 2000 mm erreichend. In den Subtropen, wo die Luft

wieder hinabsteigt, fällt am wenigsten Regen, unter 250 mm, während große Gebiete nahezu ganz regenlos sind. Die Niederschläge nehmen in den mittleren Breiten der Westwindzone wieder zu, wo die erwähnten Zyklone Störungen und ein häufiges Aufsteigen der Luft veranlassen. Die Regenhöhe beträgt hier meist 500 bis 1000 mm. Nach den Polen hin findet dann eine erneute Abnahme bis etwa 250 mm statt, weil die Abkühlung kalter Luft nur zu einer geringen Verdichtung des Wasserdampfes führt, ganz anders wie am Äquator.

Von lokalen Ursachen ist in erster Linie die Bodenplastik zu nennen, die Lage der Gebirge zu den Regenwinden. Da wo sich Bergzüge den mit Feuchtigkeit beladenen Luftströmen in den Weg stellen, finden wir in mittleren Höhen, etwa in der Zone der Wolkenbildung, die größten Regenmengen der Erde. So an der Westküste von Norwegen, wo Bergen 1850 mm Niederschlag erhält, an der Nordwestküste von England, wo bei Cumberland über 4000 mm vorkommen und ebenso am Fuß des Himalaya, wo Cherrapunji in Assam (1250 m hoch) 11 790 mm Regenhöhe hat, da hier in den Tropen die bei hohen Temperaturen beginnende Kondensation der Feuchtigkeit ganz besonders kräftig ist.

27. **Das Wetter.** Als Wetter oder Witterung bezeichnen wir die Gesamtheit aller atmosphärischen Zustände und Erscheinungen, die einem Beobachter fühlbar oder sichtbar werden, wie Hitze oder Kälte, klarer Himmel oder eine Wolkendecke, Trockenheit oder Regen, Wind oder Stille usw.

In der heißen Zone ist der Witterungsverlauf ein sehr regelmäßiger. Die Schwankungen zwischen Tag und Nacht treten mit großer Bestimmtheit ein und werden am Land merkbarer als auf der See. Gegen Abend kommt oft ein Wärmegewitter. Nicht ganz so regelmäßig ist das Sommerwetter der gemäßigten Breiten; schon da macht sich der Einfluß der atmosphärischen Wirbel geltend, die im Winter für den Verlauf entscheidend werden. Je häufiger und stärker sie auftreten, desto unruhigeren Charakter trägt die Witterung, und nur der Wechsel ist beständig. In den Polargegenden sind die Schwankungen dann wieder geringer.

In fast allen Kulturstaaten besteht ein geregelter meteorologischer Dienst zur Beobachtung der einzelnen Elemente des Wetters: Temperatur, Luftdruck, Niederschläge, Wind, Bewölkung werden zu bestimmten Stunden (meist 7^h 2^h 9^h) gemessen und aufgeschrieben, an

größeren Stationen sogar stündlich. Dazu treten die Angaben von Registrierinstrumenten und stellenweise die Erforschung der oberen Luftschichten durch Drachenaufstiege. Die Beobachtungen der Stationen werden gewissen Zentralstellen, z. B. der Deutschen Seewarte in Hamburg, zugesandt, und dieselben veröffentlichen möglichst rasch tägliche Wetterkarten. Auf Grund dieser Wetterkarten werden Wettervoraussagen aufgestellt, die für die nächsten 24 Stunden gelten. Sie werden in Deutschland im Sommerhalbjahr mittags um 12 an allen Postanstalten ausgehängt. Für einen längeren Zeitraum läßt sich bis jetzt das Wetter nicht mit genügender Sicherheit vorausbestimmen.

28. Das Klima. Unter Klima verstehen wir die Summe der meteorologischen Erscheinungen, die den mittleren Zustand der Atmosphäre an irgendeiner Stelle der Erdoberfläche kennzeichnen. Das Klima ist die Gesamtheit des Wetters eines längeren oder kürzeren Zeitabschnittes, wie es durchschnittlich zu dieser Zeit des Jahres einzutreten pflegt (Hann). Eine Einteilung der Erde in Klimaprovinzen ist auf Grundlage der meteorologischen Elemente mehrfach versucht, bietet aber große Schwierigkeiten, weil die Grenzen schwer festzustellen sind. Einige Grundzüge aber treten überall hervor.

Das tropische Klima ist sehr gleichmäßig. Allgemein sind die Temperaturen hoch, ihre Schwankung gering; groß ist die Feuchtigkeit und die Niederschlagsmenge, von den Wüsten abgesehen. Gegensätze der Jahreszeiten entstehen nur durch den Wechsel zwischen Trocken- und Regenzeit.

Das Klima der nördlichen gemäßigten Zone ist ein sehr wechselndes. Die mittleren Jahrestemperaturen sind zwar gemäßigt, aber die Schwankungen nach oben und unten groß; ebenso wechseln Niederschläge, Winde und Feuchtigkeit sehr. Drei größere Regionen heben sich in diesem Gürtel ab: die Subtropen, das Gebiet des Land- und das des Seeklimas. In den Subtropen ist die Sommerwärme bedeutend, die Feuchtigkeit gering, die Niederschläge fallen in das Winterhalbjahr; Störungen der ziemlich regelmäßigen Witterung finden nicht oft statt. Das Seeklima ist in den Temperaturschwankungen sehr gemäßigt, die Feuchtigkeit groß, Stürme und damit wechselnde Witterung sind häufig, die vier Jahreszeiten nicht sehr ausgeprägt. Das Landklima endlich weist die stärksten Gegensätze auf, die wir kennen, strenge Kälte

im Winter, große Hitze im Sommer, dabei immer starke Trockenheit. Die Übergangsjahreszeiten sind kaum merkbar.

Das Klima der südlichen gemäßigten Zone ist so verschieden von dem der nördlichen, daß es gesondert besprochen werden muß. Den ausgedehnten Landflächen im Norden stehen die großen Wasserflächen im Süden gegenüber. Das Klima ist charakterisiert durch vorwiegend stürmische westliche Winde, meist niedere Temperaturen, bedeckten Himmel und viel Niederschläge, ohne daß sich diese Zustände mit den Jahreszeiten wesentlich änderten. Wenig Land hemmt eben den Umlauf der Winde und den Ausgleich der Temperaturen durch das Meer, wenn auch der Winter im allgemeinen stürmischer und kälter ist als der Sommer.

Das polare Klima ist noch gleichmäßiger. Der Sommer ist kurz, seine Temperatur niedrig; der Winter kalt, aber nicht kälter als im scharfen Landklima, meist trocken. Die geringen täglichen Temperaturschwankungen werden von den Schwankungen infolge zyklonaler Störungen übertroffen.

Auf der Landfläche der Erde allein kann man nach Menge und Art der Niederschläge, die wesentlich die Einwirkung des Klimas auf ihre Formen vermitteln, von morphologischem Standpunkt aus drei Klimatypen aussondern. Es sind:

1. Das „humide“ Klima, in welchem mehr Niederschlag fällt, als durch die Verdunstung entfernt werden kann, so daß ein Überschuß in Form von Flüssen abfließt.

2. Das „nivale“ Klima, in dem mehr schneeiger Niederschlag fällt, als die Ablation (das Abschmelzen) an Ort und Stelle entfernen kann, so daß eine Abfuhr durch Gletscher erfolgen muß.

3. Das „aride“ Klima, in dem die Verdunstung allen gefallenen Niederschlag aufzehrt und noch mehr aufzehren könnte.

Die Berechtigung dieser Einteilung, die wir A. Penck verdanken, wird weiterhin klar hervortreten.

29. **Klimaänderungen.** Die Ergebnisse der geologischen Forschungen belehren uns, daß in Mitteleuropa in den jüngsten Zeiten der Erdgeschichte noch ein ganz anderes, kälteres und feuchteres Klima geherrscht hat als jetzt. Ziehen wir historische Berichte heran, so scheint sich eine Klimaverschlechterung zur Gegenwart hin zu ergeben, indem der Anbau des Weines z. B. in Mitteldeutschland ganz sicher zurückgegangen ist. Bis jetzt ist es aber

Klimatologische Tabelle nach Meinardus.

Ort	Geographische Lage: Breite	Länge	Höhe m	Mittlere Temperatur: Jahr	Kältester Monat	Wärmster Monat	Schwankung	Niederschlag: Jahr cm	Regenzeit	Trockenzeit	Schwankung %
„Fram“ (Eismeer) . .	82° 40′	89° 11′ O	0	—19.2	— 36.1 II	0.2	36.3				
Stykkisholm (Island) .	65 5	22 46 W	11	2.8	— 2.6 II	9.7	12.3	66	WH	FS	5
Kristiania.	59 55	10 43 O	25	5.5	— 4.5 II	17.0	21.5	58	SH	WF	10
St. Petersburg	59 56	30 16 O	6	3.7	— 9.3	17.7	27.0	43	S IX	WF	11
Valentia (Irland). . .	51 54	10 18 W	7	10.5	7.2 XII	15.0 VIII	7.8	156	HW	FS	6
Berlin	52 33	13 21 O	40	8.5	— 0.7	18.1	18.8	58	S	WF	6
Moskau	55 50	37 33 O	170	3.6	— 11.0	18.6	29.6	53	S IX	W III	10
Irkutsk	52 16	104 19	490	— 0.4	— 20.8	18.4	39.2	37	S	WF	17
Werchojansk	67 34	133 51	140	—16.7	— 51.0	15.5	66.5	10	S	WF	29
Sitka.	57 3	135 29 W	0	5.7	— 1.0	12.6	13.6	207	H	V—VII	10
Hoffenthal	55 27	60 12 W	8	— 3.8	— 20.2	9.9 VIII	30.1	51	S IX	W III	11
Ponta Delgada (Azor.)	37 45	25 32 W	20	17.3	13.9 II	22.0 VIII	8.1	86	XI W	S	12
Rom.	41 54	12 28 O	31	15.3	6.8	24.6	17.8	76	H I	S	13
Kairo	30 5	31 17	33	21.1	12.4	28.5	16.1	3	W	S	28
Jakobabad	28 24	68 18	60	25.9	13.7	36.0 VI	22.3	11	VII, VIII	HF	30
Peking	39 57	116 28	38	11.7	— 4.7	26.0	30.7	63	S	W	38
Tokio	35 41	139 45	21	13.7	2.6	25.4	22.8	148	S X	W	10
San Francisco	37 48	122 26 W	47	13.2	10.1	15.8 IX	5.7	59	W	S	22
Chicago	41 53	87 37	251	9.1	— 4.8	22.2	27.0	86	V S	W	5
Boston	42 21	71 4	38	9.2	— 2.8	21.8	24.6	115	S	H	6
Dar-es-Salam	6 49 S	39 18 O	13	25.4	23.2 VIII	27.8 II	4.6	100	H	W X	24
Lima.	12 4	77 1 W	158	19.3	16.1 VII	23.2 II	7.1	6	W IX	S H	20
Quito	0 14	78 32	2860	12.8	12.3 XI	13.0 XII	0.7	107	H	W	14
Kapstadt	33 56	18 27 O	12	16.7	12.5 VII	20.9 I	8.4	63	V W	S	15
Sydney.	33 51	151 11	47	17.1	11.2 VII	21.8 I	10.6	127	H	F	6
Valparaiso	33 1	71 40 W	46	14.3	11.4 VIII	17.3 II	5.9	36	V W	S	29
Buenos Aires	34 37	58 21	22	17.1	10.3 VII	24.1 I	13.8	93	F III	S	7
Kerguelen	49 25	69 53 O	16	3.1	0.4 VII	6.9 I	6.5	82	II H	W	9
„Gauß“.	66 2	89 38	0	—11.5	—21.9 VIII	— 0.9 I	21.0				
„Discovery“.	77 49	167 7	0	—18.4	—27.0 VIII	— 3.8 I	23.2				

Erläuterungen. Temperatur: Wenn der kälteste und wärmste Monat nicht mit Januar resp. Juli zusammenfallen, so ist der betreffende Monat angegeben. — Niederschlag: Es sind die Jahreszeiten resp. Monate angeführt, in welchen durchschnittlich die größten und kleinsten Niederschlagsmengen fallen.

Geograph. Handbuch zu Andrees Handatlas, herausg. von A. Scobel. 5. Aufl. I. 1909. S. 68/69.

nicht gelungen, zahlenmäßig Änderungen des Klimas der Gegenwart nachzuweisen.

Anders steht es mit periodischen Klimaschwankungen. Gewisse Störungen in der Atmosphäre ließen sich mit der Periode der Sonnenflecken von $11\frac{1}{4}$ Jahren in Verbindung bringen. Eine längere Periode vermochte man aus den Gletschervorstößen, den Schwankungen des Wasserspiegels abflußloser Seen, den Zeitpunkten der Ernten u. a. m. zu ermitteln. Das ist die 35jährige Brücknersche Periode der Klimaschwankungen; wir befinden uns gegenwärtig in einer nassen Periode und nähern uns ihrem Höhepunkt.

Literatur.

W. M. Davis, Elementary Meteorology. Boston 1894.

Jul. Hann, Lehrbuch der Meteorologie. 2. Aufl. Leipzig 1906.

Jul. Hann, Handbuch der Klimatologie. I. 3. Aufl. 1908; II. 1., 3. Aufl. 1910; II. 2., III. 2. Aufl. 1897. Stuttgart.

A. Woeikof, Die Klimate der Erde. Jena 1887.

W. Trabert, Meteorologie und Klimatologie. Leipzig-Wien 1905.

W. Köppen, Klimakunde. I. Allgemeine Klimalehre. Leipzig 1908 (Göschen).

Jul. Hann, Atlas der Meteorologie (Berghaus' Phys. Atlas. III. Abt.). Gotha 1887.

J. G. Bartholomew — A. J. Herbertson, Atlas of Meteorology. London 1899.

Klimakarten in Wagner und Debes Schulatlas.

Jelineks Anleitung zur Ausführung meteorologischer Beobachtungen nebst einer Sammlung von Hilfstafeln. 5. Aufl. herausg. von der Direktion der K. K. Zentralanstalt für Met. und Geodynamik. Wien 1905/06.

Meteorologische Zeitschrift. Braunschweig, Vieweg, s. 1884; jährlich ein Band.

Mitteleuropa.

A. Hettner, Das Klima Europas. Geogr. Zeitschrift 1904, 371.

Jos. Reger, Regenkarte von Europa. Pet. Mitt. 1903, 11. Karte 1:12000000.

E. Alt, Geographische Verteilung der Gewitterhäufigkeit in Kontinental- und Nordeuropa. Pet. Mitt. 1910, 5.

G. Hellmann, Regenkarte von Deutschland. Berlin 1906. Karte 1:1800000.

A. Eichhorn, Entwurf einer Sonnenscheindauer-Karte für Deutschland. Pet. Mitt. 1903, 102.

P. Perlewitz, Versuch einer Darstellung der Isothermen des Deutschen Reiches für Jahr, Januar und Juli. Forsch. z. d. L. und Vlkskde. XIV, 2. Stuttgart 1902.

E. Sommer, Die wirkliche Temperaturverteilung in Mitteleuropa. Forsch. z. d. L. und Vlkskde. XVI, 2. Stuttgart 1905 (auch Diss. Freiburg 1906).

E. Brückner, Klimaschwankungen seit 1700 nebst Bemerkungen über die Klimaschwankungen der Diluvialzeit. (Geogr. Abh. IV, 2.) Wien 1890.

Klima.

A. Supan, Grundzüge der Physischen Erdkunde. 4. Aufl. Leipzig 1908. 227.

R. Hult, Jordens Klimatområden. Vetenskapl. Medd. Geogr. För. Finland I. 1892/93. 140.

W. Köppen, Versuch einer Klassifikation der Klimate vorzugsweise nach ihren Beziehungen zur Pflanzenwelt. Geogr. Zeitschrift 1901. 593.

E. de Martonne, Traité de géographie physique. Paris 1909. 205.

A. Penck, Versuch einer Klimaklassifikation auf physiogeographischer Grundlage. Sitz.-Ber. Kgl. Preuß. Ak. der Wiss. Berlin 1910. XII, 236.

KAPITEL IV.

DAS MEER.

DIE ERFORSCHUNG DER MEERE.

Die Eroberung des Weltmeeres ist einer der größten Erfolge des Menschengeschlechtes. Mit bewundernswerter Kühnheit und Geschicklichkeit hat der Mensch es gewagt, sich den tückischen Wassern anzuvertrauen. Durch Gefahr und Verlust nicht abgeschreckt, hat er in Jahrhunderten des Kampfes, der Erfindungen und Entdeckungen ausgedauert, um nun fast so sicher zur See wie zu Lande reisen zu können. Er verläßt sich nicht länger darauf, daß Winde und Ruder ihn vorwärts bewegen, sondern bietet den Stürmen Trotz durch metallene Schiffskörper und unermüdlich arbeitende Maschinen, und benutzt den pfadlosen Ozean als natürliche Heerstraße ungeachtet der vorhandenen Gefahren. Heutzutage durchkreuzt der stählerne Rumpf der Dampfer — ein Erzeugnis hoch entwickelten Menschengeistes — so sicher und schnell die weglosen Wasser, daß die Völker, die diesseits und jenseits des Ozeans wohnen, sich als Nachbarn betrachten können. Die Dauer einer Reise von Europa nach den Vereinigten Staaten ist der Zeit nach so genau bestimmbar, daß das Datum der Ankunft am Bestimmungsorte in den meisten Fällen ebenso innegehalten wird als Tag und Stunde der Ausfahrt.

Der denkende Reisende zieht die vielen Wege des menschlichen Fortschritts in Betracht, die bis zu der Möglichkeit seiner Reise geführt haben. Wie wenig wird man sich Tausende von Jahren vorher, als aus dem Erz das erste Eisen gewonnen wurde, haben vorstellen können, daß das schwere Metall eines Tages zum Bau der sichersten Schiffe benutzt werden würde! Ebensowenig werden die Griechen es sich haben träumen lassen, als sie die Bewegungen von Sonne und Sternen beobachteten und sich mit den Eigenschaften der Winkel und Kreise beschäftigten, daß von solchen Anfängen aus die Seefahrer es eines Tages lernen würden, ihr Fahrzeug sicher über die weite Fläche des Ozeans zu lenken. Als

vor wenig mehr als einem Jahrhundert die Dampfmaschine erfunden wurde, vermutete keiner, daß Dampfschiffe so allgemein an Stelle von Segelschiffen treten würden, als sie es jetzt getan haben.

Obgleich der Mensch ein Landbewohner ist, hat er nahezu alle Meere durchschifft. Die Erzählungen der Forschungsreisenden, wie Darwins „Reise um die Welt", bieten eine Fülle unterhaltenden und belehrenden Lesestoffes. Die Ufer der Kontinente und Inseln sind sorgfältig vermessen und kartiert, Lotungen sind in dem in der Nähe des Landes seichten Wasser unternommen worden, um jedes verborgene Riff zu entdecken, das ein vorbeifahrendes Schiff in Gefahr bringen könnte. Schiffsführer, die alle Teile der Welt auf ihren Reisen genau kennen lernten, haben gewissenhaft die Richtung und Stärke der Winde beobachtet, so daß diese Kenntnis mit Vorteil dazu benutzt werden konnte, die Fahrt von Segelschiffen zu kürzen. Die Strömungen im Meere hat man kartiert, damit sie ein Schiff nicht unvermutet aus seinem Kurs drängen. Ebbe und Flut sind in vielen Häfen gemessen worden, und so ist die Möglichkeit vorhanden, die Zeit des Wasserhöchststandes im voraus zu berechnen; der Schiffsführer kann aus seiner Gezeitentabelle ersehen, zu welcher Stunde jeden Tages er Hochwasser findet, wenn er sich einer seichten Hafeneinfahrt nähert. Sogar die Tiefen der Hochsee sind ausgelotet worden, und der Meeresboden bietet eine sichere Grundlage für unterseeische Kabel. Alle diese Kenntnisse mußten gewonnen werden, bevor der Handel zwischen den verschiedenen Teilen der Welt sich in dem Umfange entwickeln konnte, den er heutzutage hat.

DIE PHYSISCHEN ERSCHEINUNGEN DES MEERES.

1. **Die Gestalt des Meeres.** Das Meer ist eine salzhaltige Wassermenge, die tiefblau und klar über dreiviertel der Erdoberfläche in einer durchschnittlichen Tiefe von 3680 m überzieht. Es liegt in breiten Senken zwischen den Kontinentalmassen, und seine seichten Wasserränder bespülen den Küstensaum.

Eine ungeheure Wasserfläche, der Große oder Stille Ozean und die antarktischen Meere, bedeckt fast die Hälfte unserer Erdkugel. Ihr Bereich ist nur durch Australien, die antarktischen Länder und viele kleine Inseln unterbrochen. Ein kurzer indischer Arm erstreckt sich von dieser wasserreichen Halbkugel in den Raum zwischen Afrika und Australien, und ein im Verhältnis zu seiner Länge

schmaler atlantischer Arm trennt die Alte von der Neuen Welt und endet in dem golfgleichen rund um den Nordpol gelegenen arktischen Meere.

Den Umriß und die Verteilung des Ozeans betrachtet man mit Nutzen und am besten auf einem Globus (Abb. 18). Man wird dann bemerken, daß die Oberfläche der einen Hemisphäre, deren Pol in der Nähe von Neu-Seeland zu suchen ist, nahezu ganz von Wasser bedeckt ist, während die entgegengesetzte Halbkugel alle die großen Landgebiete umfaßt, Australien, die antarktischen Lande und Südamerika ausgenommen. Es ist immerhin bemerkenswert, daß nahe dem Pol der Landhemisphäre die größeste Stadt der Welt liegt, die Hauptstadt desjenigen Reiches, dessen Kolonien sich weiter ausgebreitet haben als die irgendeiner anderen Nation.

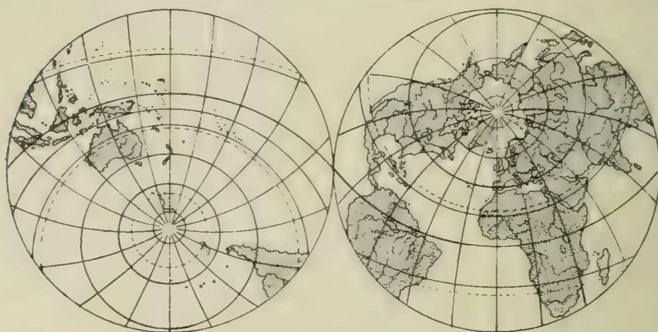


Abb. 18. Land- und Wasserhalbkugel der Erde.

2. **Das Meer als Verkehrsstraße.** Die Länder sind durch die Ozeane weit voneinander getrennt. Das Befahren der Hochsee erfordert große Kenntnisse und ist gefährlich, aber die Ozeane sind doch eben zum Gebrauch fertige Verkehrsstraßen, die allen Interessenten offen stehen, und auf denen es leicht ist, sich fortzubewegen, da der Wind den Segelschiffen freie Triebkraft bietet. Also ist der Transport von Gütern in Segelschiffen sehr billig. Ehe die Eisenbahnen erfunden wurden, waren die beiden Seiten des nordatlantischen Ozeans in lebhafterer Verbindung zur See als die beiden Seiten irgendeines Kontinentes auf dem Landwege. Seit Eisenbahnen in umfassender Weise gebaut worden sind, hat der binnenländische Transport sich sehr gehoben; aber ein großer Teil der Waren des internationalen Handels wird doch über das Wasser hin befördert.

3. Die Untersuchung des Meeres. Während man sich früher damit begnügte, die Küstensäume der Kontinente und der Inseln zu durchforschen, ging die Wissenschaft im letzten Teil des 19. Jahrhunderts weiter, die Meerestiefen bis auf den Grund hinab wurden uns bekannt, als es möglich und nötig wurde, entfernte Länder durch unterseeische Kabel miteinander zu verbinden.

Die erforderlichen Lotungen lassen sich mit großer Genauigkeit bis zu Tiefen von etwa 10000 m ausführen. Und zwar wird feiner Stahldraht als Leine benutzt, als Gewicht schwere eiserne Bälle, die bei Berührung des Grundes sich automatisch loslösen (Abb. 19). Dann wird der Draht schnell mit Dampfkraft aufgerollt, was natürlich ohne die Belastung leichter geht. Eine Lotung bis zu 5000 m Tiefe kann in einer Stunde ungefähr vollendet werden.

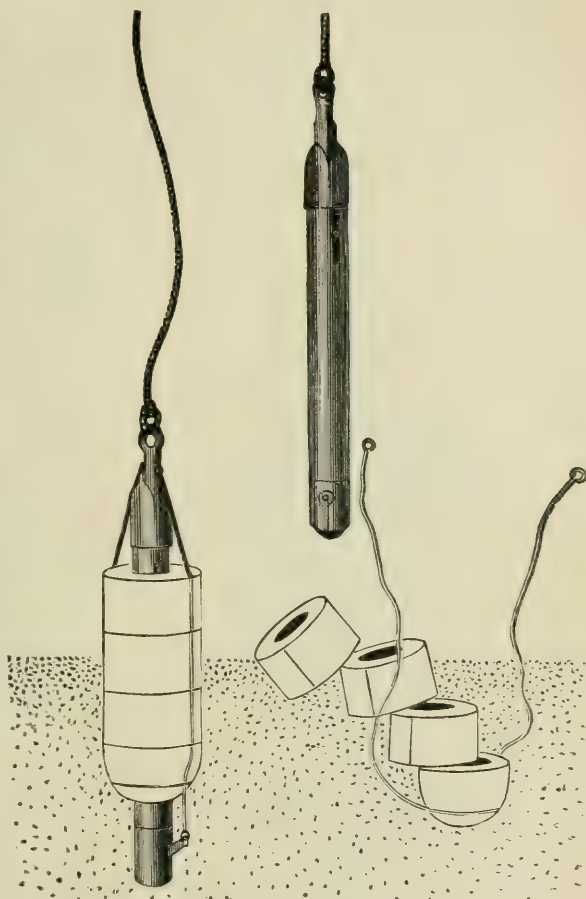


Abb. 19. Tiefseelot.

Die Temperatur der Tiefenregion wird durch selbstregistrierende Thermometer festgestellt. Diese müssen durch eine äußere Umhüllung aus Glas um die Thermometerröhre gegen den gewaltigen Druck des Wassers in der Tiefe geschützt werden

(Abb. 20). Wasserproben aus verschiedenen Tiefen verschaffen wir uns mit Hilfe von meist metallenen Wasserschöpfern, die offen hinabgelassen werden, sich dann aber automatisch schließen, sobald das Aufwinden beginnt (Abb. 21).

Proben vom Meeresgrund in größerer Menge gewinnt man durch die Schleppnetze (Abb. 22). Kleinere Proben bringt die Lotröhre an die Oberfläche. Zum Fang von Organismen sind die Netze

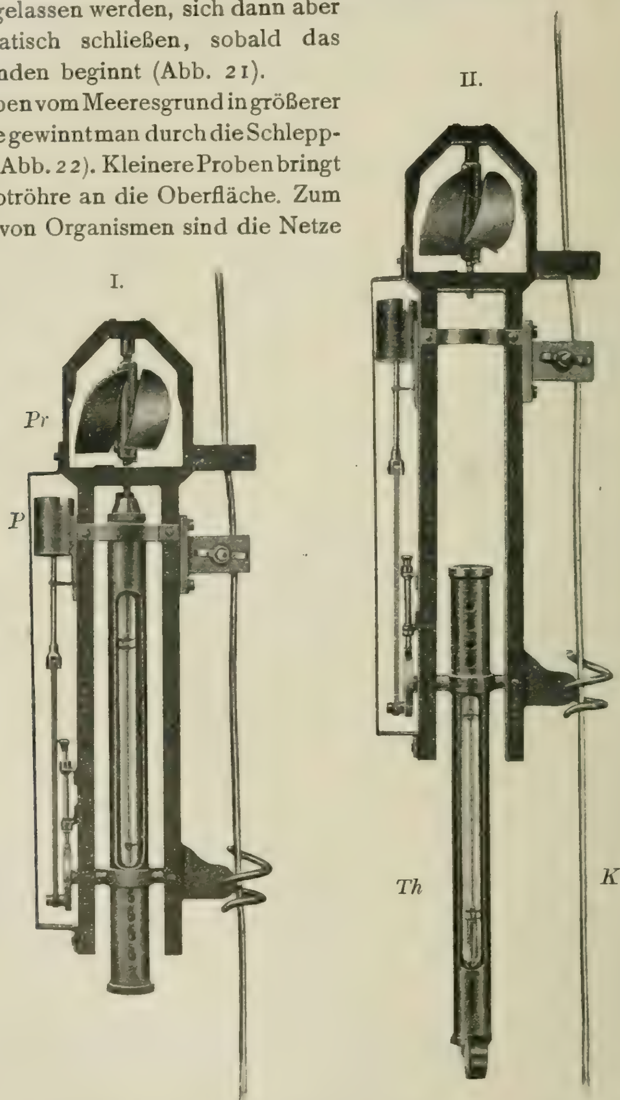
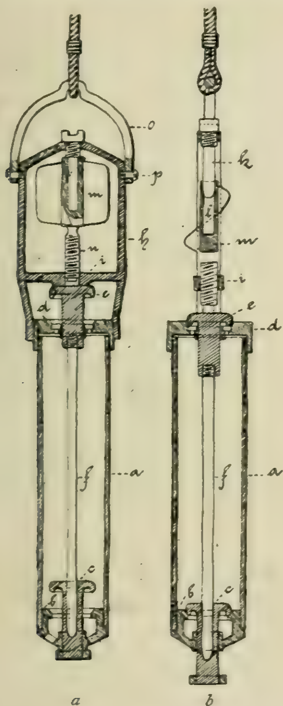


Abb. 20. Richters verbessertes Propeller-Kippthermometer. I. vor, II. nach dem Kippen. *Pr* Propeller, *K* Kabel, *P* Pumpenbremse, *Th* Thermometer mit Metallhülse.

oft in verschiedener Tiefe übereinander am Seil befestigt, um so die verschiedenen Wasserschichten durchfischen zu können. Man hat auch „Schließnetze“ konstruiert, die während des Sinkens und Aufsteigens geschlossen sind und nur offen stehen, während sie sich in der gewünschten Tiefe befinden.

4. **Die Meerestiefen.** Nach der beschriebenen Methode ausgeführte Lotungen haben erwiesen, daß die Ozeanbecken an den



a *b*
Abb. 21. Tiefseewasserschöpfer.
a beim Hinablassen, *b* beim Aufholen.

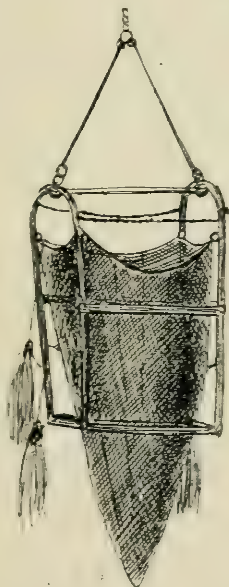


Abb. 22. Schleppnetz oder Dredge.

Seiten verhältnismäßig steil, dagegen am Boden flachgrundig sind. Die größte bekannte Tiefe beträgt 9636 m, im Stillen Ozean zwischen den Marianen und Karolinen gelegen, 1899 von dem Dampfer „Nero“ gefunden. Eine andere Stelle von großer Tiefe, ebenfalls im Stillen Ozean, liegt östlich von Japan in dem sogenannten Tuscaroratief mit 8513 m; weitere finden sich südlich im Tongagraben 9184 m und im Kermadecgraben 9427 m.

Die Lotungen, die man bisher im Atlantischen Ozean unternommen hat, ergaben als größte Tiefe 8341 m in einer grabenförmigen Senke ungefähr 180 km nördlich von Port Rico. Der Atlantische Ozean ist in seiner Mitte weniger tief (3000—4000 m) als auf beiden Seiten (5000—7000 m); die Mitte wird „Atlantische Schwelle" genannt.

5. Zusammensetzung und Dichte des Meereswassers. Die im Seewasser gelösten mineralischen Bestandteile machen ungefähr 3,5 % seines Gewichtes aus; ihr Vorhandensein macht es schwerer als reines Wasser, bei 4° C. im Verhältnis von 1,028 : 1,000. Obgleich Wasser leicht beweglich ist, wird sein Volumen nur wenig geringer, selbst wenn es mit großer Kraft zusammengepreßt wird. Daher ist der Ozean trotz des großen Druckes, den die oberen auf die unteren Wasserschichten ausüben, von der Oberfläche bis zum Grunde von nahezu gleicher Dichte. Alle Gegenstände, die schwer genug sind, an der Oberfläche zu sinken, müssen die ganze Wassermenge bis zum Grunde hinab durchsinken.

Das Seewasser enthält eine große Menge verschiedener Bestandteile in gelöstem Zustande, denn es hat alles in sich aufgenommen, was die Flüsse von der Landmasse von Alters her gelöst und mit sich fortgetragen haben. Gewöhnliches Salz (Chlornatrium) macht 78 % dieser gelösten Bestandteile aus. Ein wichtiger, aber viel weniger reichlich vorhandener Bestandteil ist Kalk (als Gips oder Kalziumsulfat etwa 4 %), den viele Seetiere zum Aufbau ihrer Schalen oder Skelette gebrauchen.

Ein kleiner Teil atmosphärischer Gase ist im Meereswasser (freilich in anderem Mengenverhältnis, da die Kohlensäure vorherrscht) gelöst enthalten, selbst in den größten Tiefen. Auf dem gelöst vorhandenen Sauerstoff beruht das Leben der Fische und anderer Meerestiere, während die Wale und sonstige im Wasser lebende Säugetiere an die Oberfläche kommen müssen, um Luft zu schöpfen.

6. Die Temperatur des Meeres. Die Oberflächenschichten des Meeres ändern ihre Temperatur mit der geographischen Breite; in der Äquatorialzone ungefähr 27° erreichend, wird sie in den Polarregionen auf etwa 0° vermindert. Die große Hauptmasse der Tiefsee ist in allen Breiten kalt; ihre Temperatur beträgt ungefähr — 1° bis — 2° in hohen Breiten und + 1° bis + 2° in der heißen Zone.

Besonders auffällig macht sich dieser Unterschied bemerkbar, wenn Untersuchungsschiffe in Meeren der heißen Zone dredgen

und die vom Grunde heraufgebrachten Ablagerungen dann nahezu Frosttemperatur haben im Gegensatz zu derjenigen der Gegenstände an Bord des Schiffes, die unter tropischer Sonne glühen.

Die Sonnenstrahlen haben auf Seewasser in Tiefen über etwa 200 m wenig Einfluß. In größeren Tiefen ist es im Meere nahezu dunkel, mit kaum wahrnehmbarem Unterschied zwischen Tag und Nacht oder zwischen Winter und Sommer. Die Temperatur jedes beliebigen Punktes in der großen Wassermasse der Tiefsee ist beinahe unveränderlich.

Die tägliche und jährliche Temperaturschwankung auf der Oberfläche des Meeres ist sehr gering, selten mehr als 3 ^{0} bzw. 15 ^{0}. Da die Temperatur der unteren Luftschichten in hohem Grade von der Temperatur der Oberfläche, auf der sie ruhen, abhängt, ist das Klima der Inseln, die in der Mitte des Ozeans gelegen sind, und der Ufer der Kontinente, wo die vorherrschenden Winde landwärts wehen, frei von großen Temperaturschwankungen zwischen Winte und Sommer.

Die Bewegungsvorgänge der größeren Tiefen im Meere beruhen zum Teil auf der Eigenschaft des Salzwassers, sich zusammenzuziehen und zugleich seine Dichte zu vergrößern, wenn es bis zu seinem Gefrierpunkt, d. h. einige Grad unter Null, abgekühlt wird. Dadurch schwerer geworden, sinken die oberen Wasserschichten höherer Breiten in größere Tiefen hinab und bewegen sich sehr langsam dem Äquator zu. Daher also erklärt sich die niedrige Temperatur der großen Hauptmassen des Ozeans.

Weiter wird eine Bewegung in dem Tiefenwasser durch die Anwesenheit von gelöstem Sauerstoff in den Wasserproben bewiesen, die durch Wasserschöpfer aus bedeutenden Tiefen heraufgeholt worden sind. Der Sauerstoff stammt aus der Atmosphäre, und da die Tierwelt der Tiefe ihn durch die Lebensprozesse verbraucht, würde seine Menge lange erschöpft sein, wenn er nicht fortwährend erneuert würde.

Süßwasser erreicht, darin dem Salzwasser ungleich, seine größte Dichte bei + 4 ^{0} C. Über diese Temperatur erwärmt oder unter sie abgekühlt, dehnt es sich aus und wird leichter. Im Winter, wenn bei den Landseen alles Wasser auf + 4 ^{0} abgekühlt worden ist, wirkt weitere Kälte demnach nur auf die Oberfläche des Wassers ein, die dann bald gefriert.

7. **Das Eis im Meere.** Das vom Salzwasser gebildete Eis dehnt

sich während des Gefriervorganges ein wenig aus und treibt daher auf dem Wasser. Dieses im Polarmeer entstandene Eis wird als „Treibeis“ bezeichnet; es kann eine Stärke von 1 bis 2 m in einem einzigen Winter erreichen.

Große Eisfelder treiben mit Winden und Strömungen hin und her. Sie können auf diese Weise auseinandergerissen oder zusammengepreßt werden. Bei solchen Zusammenstößen bildet sich „Packeis“ mit sehr unregelmäßiger Oberfläche, das eine Dicke von über 30 m erreichen kann und den Schiffen der Polarexpeditionen oft schon gefährlich geworden ist.

Ebene Eisfelder können mit Schlitten leicht überquert werden; die Eskimos machen auf ihnen Winterreisen. Wenn sie zusammengeschoben werden, sind sie unwegsam. Der Unebenheit des in



Abb. 23. Antarktischer Eisberg.

Rücken sich auftürmenden Packeises ist es zuzuschreiben, daß Nansen von seinem Vorstoß nach dem Pol in 86° 13′ nördlicher Breite, 96° östlicher Länge am 8. April 1895 umzukehren gezwungen war. Wenn zwei große Packeisfelder zusammengetrieben werden, würde ein zwischen ihnen befindliches Schiff einfach zerdrückt, es sei denn, daß seine große Festigkeit es schützt, oder seine eigenartige Form es bewirkt, daß es gehoben wird und sich so dem Drucke entzieht. Nansens Schiff, die „Fram“, war mit besonderer Rücksicht darauf gebaut und widerstand allen Pressungen, denen es ausgesetzt war. Von ähnlichen Eisverhältnissen am Nordpol berichtet Peary.

Die Eisberge im nördlichen Atlantischen Ozean sind Bruchstücke von Gletschern der arktischen Länder, hauptsächlich von Grönland; sie sind aus Süßwasser entstanden. Die tafelförmigen Eisberge des antarktischen Ozeans (Abb. 23) sind Bruchstücke einer gewaltigen

Eisfläche, von der man annimmt, daß sie auf Land oder auf einer seichten Stelle des Meeresgrundes rund um den Südpol ruht. Einige dieser Eisblöcke sind an der Seite 1 bis 2 km lang und 300 bis 400 m mächtig. Von schwimmendem Eis taucht nur ungefähr $^1/_6$ oder $^1/_7$ seiner ganzen Größe über die Oberfläche heraus, so daß nur ein ganz geringer Teil der Gesamtmasse der Eisberge dem Auge sichtbar wird.

Ein Zusammenstoß mit einem Eisberge ist eine der größten Gefahren der Schiffahrt in hohen Breiten. In den südlichen Ozeanen erreichen treibende Eisberge den 50., ja sogar noch den 40. Grad der Breite. Im Nordatlantischen Ozean werden sie auf dem 45. Breitengrad, südöstlich von Neufundland, angetroffen. Andererseits fehlen sie an der Nordwestküste Europas bis zum 70. Breitengrad wegen des dort vorherrschenden, von Süden stammenden warmen Wassers. Ebenso kommen sie nur selten im Norden des Großen oder Stillen Ozeans vor, ausgenommen in den Buchten von Alaska.

8. Der Meeresboden. Der größere Teil des Bodens der Meere ist eine verhältnismäßig ebene Fläche feinen Schlicks von gleichartiger Zusammensetzung und Form über große Flächen. Die Ebene steigt und fällt sanft in breiten Schwellen und scheint nur selten durch Erhebungen und Senken von unebener Gestalt unterbrochen. Ihre Glattheit ist dem langsamen, aber lange fortgesetzten Absatz von Stoffen zuzuschreiben, die hauptsächlich von der Meeresoberfläche und zum kleinen Teil auch von den Ufern herstammt.

Außer in der Nähe der Kontinente sind noch keine Bergketten mit scharfen Spitzen, durch tiefe Pässe und Täler getrennt, auf dem Boden der offenen See entdeckt worden. Nur Cuba und einige benachbarte Inseln Westindiens scheinen Gipfel einer Bergkette zu sein. Ihre westlichen Ausläufer bilden unterseeische Rücken im Norden des Karaïbischen Meeres und teilen es dadurch in eine Anzahl von tiefen Becken. Gleichzeitig hängen auf diese Weise die Inseln mit Mittelamerika zusammen, die Folge einer Verbiegung der Erdkruste, verbunden mit noch geringer Erosion an den Gipfeln der Erhebungen. Vulkanische und Koralleninseln sind die steilsten Formen der Tiefsee. Vulkankegel bauen sich manchmal vom Grunde bis über die Oberfläche des Ozeans, Gebirge bildend auf, wie die hawaiischen Inseln; andere sind nur durch Lotungen bekannt geworden.

Eine wichtige Großform der Tiefsee sind die Gräben. Der Name schon bezeichnet die Form: es sind schmale, langgestreckte, tiefe Rinnen, die in der Regel den benachbarten Küsten parallel verlaufen. Ihre Böschungen sind ziemlich steil, und sie beherbergen die größten bekannten Meerestiefen. Die meisten Gräben enthält der Stille Ozean, in dessen Gebiet sie sich den Rändern der Kontinente anschmiegen. Im Atakamagraben und den nahen Gipfeln der Anden finden wir, bei geringer horizontaler Entfernung, einen Höhenunterschied von über 14 000 m.

Der kalkhaltige Schlick, der einen großen Teil des Meeresbodens bedeckt, besteht aus den winzigen, mehr oder minder zerstörten Schalen einfacher Tierformen, die an oder nahe der Oberfläche leben. In Tiefen über 4000 m ist der Schlick gewöhnlich durch roten Ton ersetzt, von dem man annimmt, daß er ein sehr langsam abgesetzter Niederschlag unlöslicher Stoffe ist, die zurückbleiben, nachdem die kalkhaltigen Bestandteile der winzigen Schalen in dem Tiefseewasser gelöst sind.

„Die Einförmigkeit, Einsamkeit und Einöde der tieferen Teile der unterseeischen Landschaft kann man sich kaum vorstellen. Die unfruchtbarsten Strecken des Festlandes müssen, verglichen mit den weiten Schlickflächen, welche die tieferen Teile des Ozeans bedecken, reich an Abwechselung erscheinen“ (A. Agassiz).

9. **Die Mittelmeere.** Neben dem Weltmeer, mit dem wir uns bis hierher beschäftigt haben, gibt es einige tiefe Becken, die mehr oder weniger von dem Ozean durch Landstreifen getrennt sind. Das wichtigste von diesen ist das klassische Mittelmeer („das Meer zwischen den Ländern“), durchschnittlich ebenso tief wie die großen Ozeane, aber mit dem Atlantischen nur durch die enge und seichte Straße von Gibraltar verbunden.

Andere, ähnliche Mittelmeere sind das Amerikanische Mittelmeer und das Australasiatische, beide mit vielen Einfahrten zwischen den verschiedenen Inseln ihrer Ränder, und in mehrere tiefe Abteilungen durch unterseeische Schwellen zerlegt.

Als Randmeere bezeichnen wir die Gebilde in Ostasien, das Beringsche, Ochotskische, Japanische, Ostchinesische Meer; ein seichtes Randmeer liegt auch in der Nordsee vor.

Das Tiefenwasser der Mittelmeere ist wärmer als das der angrenzenden Ozeane, wie es Abb. 24 zeigt. Das Europäische Mittelmeer hat von einer Tiefe von 400—500 m abwärts beständig eine

Temperatur von etwa 13° bis zum Grunde (in nahezu 4000 m), während der angrenzende Atlantische Ozean in der Tiefe von 3000 m nur noch + 3° aufweist. Das erklärt sich aus den Tiefenverhältnissen der Straße von Gibraltar, der nur 400 m tiefe Rücken verhindert den Eintritt des kälteren Tiefenwassers in das Mittelmeer.



Abb. 24. Profil durch die Straße von Gibraltar.

10. Die Schelfe (Kontinentalstufen). Das Meerwasser überflutet oft die Ränder der Kontinente als verhältnismäßig flacher Streifen, an dessen äußerer Grenze die Tiefe ungefähr 200 m beträgt; dann sinkt sie rasch zum Grunde des Hauptbeckens (Abb. 25). Diese seichten Böden nennen wir Schelfe oder Kontinentalstufen. Das den Schelf bedeckende Wasser ist oft von feinen, in der Schwebe befindlichen Stoffen grünlich gefärbt, während der offene Ozean klares, tiefblaues Wasser hat, und an der Mündung großer Flüsse, wie des Amazonenstroms und des Hoangho, eine Gelbfärbung eintritt.

Die vom Lande stammenden Kiese, Sande und Tone werden mehr oder weniger von den Wellen, Strömungen und Gezeiten auf dem Schelf in Bewegung gehalten, und dadurch langsam fein und feiner abgeschliffen. Ihre feinsten Teile werden allmählich nach dem tiefen Wasser hin geschoben, doch entfernen sie sich selten über 300 km vom Ufer; meistens sind sie nur eine kleine Strecke weit fortgeführt. Im Verlauf der Jahrtausende können die derartig angehäuften Sedimente Hunderte von Metern mächtige aufeinander-

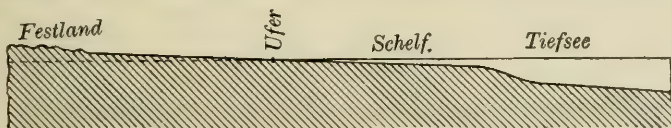


Abb. 25. Profil durch den Kontinentalrand.

folgende Schichten oder Lager bilden, die viele Schalen oder andere Überbleibsel der marinen Lebewelt einschließen.

Die tiefgelegenen Ufer der Kontinente werden oft aus Schichten von Sand und Ton aufgebaut, die häufig marine Fossilien enthalten, und lassen dadurch deutlich erkennen, daß ein ehemaliger Meeres-

grund an dieser Stelle durch Hebung zu einer Landoberfläche geworden ist.

Ein gut umgrenzter Kontinentalschelf, von 200 und mehr Kilometern Breite, erstreckt sich an der Ostseite von Nordamerika von Neu-Fundland nach Florida und weiter rund um den Golf von Mexiko. Die Britischen Inseln liegen auf einem Schelf, der sich an das nordwestliche Europa anschließt. Die Malaiischen und Australischen Inseln erheben sich über breiten Kontinentalstufen zwischen Asien und Australien, durch einen Gürtel tieferen Wassers geschieden.

Während die Schelfe, im ganzen betrachtet, eine ebene Oberfläche haben, die sich aus der vorherrschenden Ablagerung von Stoffen und der ausgleichenden Tätigkeit von Wellen und Strömungen erklärt, finden wir doch im einzelnen einige bezeichnende Kleinformen, vornehmlich die Bänke und die unterseeischen Rinnen, die als untergetauchte Täler gedeutet werden. Erstere erheben sich als flache, meist elliptische Rücken häufig aus der Schelffläche der südlichen Nordsee. Unterseeische Flußrinnen zeigt uns ebenfalls der europäische Schelf sehr schön an der Westküste Frankreichs; sie sind eine sehr allgemein verbreitete Erscheinung (Hudson, Ganges, Indus, Kongo usw.).

Diese und andere Kleinformen werden uns verständlich, wenn wir die Annahme machen, daß der Schelf, auf dem sie vorkommen, ein untergetauchter Teil einer früheren Landoberfläche ist, mit dem ganzen Formenschatz des festen Landes ursprünglich versehen, der erst durch Meerestätigkeit mehr oder minder verwischt worden ist.

Für den Menschen sind die Schelfe als die bedeutendsten Fischereigründe der Welt von großer Wichtigkeit. Die Häfen rund um die Nordsee senden Hunderte von Fischerböten auf ihre seichten Wasser hinaus. Vor über 300 Jahren zogen die reichen Fischgründe der Neu-Fundlandbänke manchen Fischer aus der alten Welt nach der neuen hinüber.

11. **Die Wellen.** Wenn der Wind über die See bläst, nimmt das Wasser eine Auf- und Abbewegung an, die wir Wellen nennen, die in der Richtung des Windes fortschreiten. Obgleich die Wellenform sich vorwärts bewegt, schwanken die Wasserteilchen selbst nur wenig auf und nieder, hin und her, ohne dabei wesentlich von der Stelle zu kommen. Je stärker der Wind, desto höher sind die Wellenkämme und um so tiefer die Wellentäler; und je

größer ihre „Länge“ oder Entfernung von Kamm zu Kamm, desto tiefer greift die durch sie bewirkte Störung unter die Oberfläche, und desto schneller ist ihre Vorwärtsbewegung.

Auf offener See durch steife Brisen und Stürme gebildete große Wellen werden „Seen“ genannt. Ihre Höhe vom Wellental zum Wellenkamm erreicht 10—12 m, übersteigt indessen selten 15 m. Ihre Länge wechselt von 60—130 m und mehr, und ihre Geschwindigkeit von 10—16 m in der Sekunde. Die Zwischenzeit des Vorübergehens aufeinanderfolgender Wellenkämme, oder die Periode der Welle, beträgt selten mehr als 10 Sekunden.

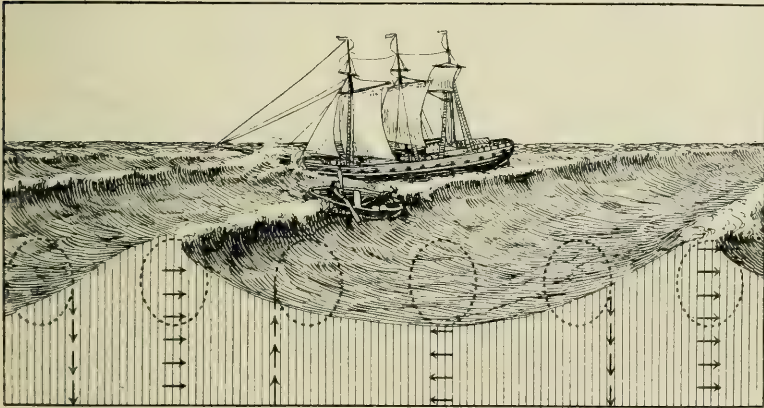


Abb. 26. Schema der Bewegung der Wasserteilchen in den Wellen.

Die in den Wellen befindlichen Wasserteilchen bewegen sich (Abb. 26) vorwärts im Wellenkamm, abwärts auf der Rückseite, rückwärts im Wellental und aufwärts an der Vorderseite der nächsten Welle. Demnach bewegt sich jedes Partikelchen einmal im Kreise herum, so oft eine Welle vorübergeht; die Bewegung im oberen Teil des Kreises, die wir Wellenbewegung nennen, findet beständig in derselben Richtung statt.

Das Wogen eines Kornfeldes im Winde mag als eine Veranschaulichung angesehen werden, die das Verhältnis der Kreislaufbewegung der Teilchen zu der Vorwärtsbewegung der Wellen zeigt. Die Unabhängigkeit von Wellen- und Wasserbewegung kann man auf der Oberfläche eines Flusses beobachten, wenn der Wind stromauf bläst, oder an einer Hafenausfahrt, wenn der Wind dem Lande zuweht, während die Strömung ausläuft.

Es ist als Glück zu betrachten, daß nur die große Wellenform einer raschen Vorwärtsbewegung unterliegt, während das Wasser selbst in bescheidenem Maße schwankt. Wenn das Wasser mit den Wellen fortbewegt würde, würden Schiffe Tausende von Kilometern weit aus ihrem Kurs verschlagen und gewaltsam an das Ufer geschleudert werden; der Ozean wäre nicht befahrbar.

Beim Bau von Ozeandampfern und Kriegsschiffen ist es von Wichtigkeit, daß die Periode, in der sie selbst rollen (vergleichbar der Periode eines schwingenden Pendels), länger ist als die irgendwelcher Wellen, die sie gewöhnlich treffen; denn wenn beide Perioden zusammenfielen, würde der sich wiederholende Angriff der Wellen das Schiff mehr und mehr schwanken lassen, bis es zum Kentern käme.

Die Gewalt der Wogen in einem Sturm kann durch Ausgießen einer kleinen Menge Öls auf die See verringert werden; dasselbe breitet sich schnell aus und dämpft die Wellen, die besonders dadurch gefährlich werden, daß ein starker Wind kleine sich kräuselnde Wellen auf der Rückseite größerer Wellen bildet und es dadurch bewirkt, daß die Kämme großer Seen sich überschlagen. Ein Ölhäutchen vermag das zu verhindern und schützt das Schiff vor der furchtbaren Zerstörungskraft der „Brecher".

Große rasche Wellensysteme vermögen vor dem Sturm, der sie bildet, herzulaufen und wogen weithin über den Ozean, ihre Länge und Schnelligkeit behaltend, langsam an Höhe abnehmend. In dieser verminderten Form werden die Wellen „Dünung" genannt.

Bei ruhigem Wetter ist die Meeresoberfläche glatt und durchsichtig, aber nicht völlig eben und ruhig; denn sie ist niemals frei von dem leichten Heben und Senken schwacher Dünungen eines entfernten Sturmes. Ein der Windstille verfallenes Schiff schwankt immer unbedeutend auf und ab in der Dünung.

Wenn die Dünung oder Windwellen bei Landnähe in seichteres Wasser laufen, nimmt ihre Schnelligkeit ab; ihre Kämme steigen an und ihre Täler werden tiefer, auf diese Weise die Höhe größer. Die Vorderseite wird steiler als der Rücken, weil zu wenig Wasser da ist, die Form ganz auszufüllen, und wenn das flache Ufer erreicht ist, kippt der Kamm vorne über und stürzt auf das Gestade, „Brandung" oder Sturzseen bildend.

Die Brandung (Abb. 27) ist einer Mühle vergleichbar, in der Felsen, Kiese und Sande am Ufer fein und feiner gemahlen werden.

Während der Stürme zeigt die Brandung eine ungeheure Kraft, die imstande ist, Felsblöcke von 3 und mehr Metern im Durchmesser fortzubewegen.

Ungeschützte Küsten werden oft von einer heftigen Brandung umtost, während die benachbarte See beinahe ruhig daliegt. Die Brandung stammt dann von einer Dünung, die von den großen



Abb. 27. Brandung an Steilufer.

Wellen eines Sturmes herzuleiten ist, der einige tausend Kilometer entfernt wüten kann.

Ein großer Orkan verursachte vom 3. bis 12. September 1889 auf seinem Wege von Westindien zu der Küste von Carolina eine zerstörende Brandung an der Küste von New-Jersey, während die Sturmzone noch 2000 km entfernt war. In St. Helena, einer einsamen Insel im südatlantischen Ozean, können die Boote der auf der Reede vor Anker liegenden Schiffe häufig das Ufer auch bei

schönem Wetter wegen der „Roller“, einer heftigen Brandung im seichten Wasser, nicht erreichen. Man nimmt an, daß die Dünung, die diese Brandung hervorruft, von Stürmen in gemäßigten Breiten des nordatlantischen Ozeans verursacht wird.

12. **Erdbeben-Wellen.** Wenn ein Erdbeben, durch irgendwelche Störungen der Erdkruste verursacht, unter dem Meere stattfindet, wird die ganze Masse des darüber befindlichen Wassers schwach bewegt, und diese Bewegung breitet sich dann nach allen Seiten in langen, niedrigen Wellen aus, die sich mit großer Schnelligkeit fortbewegen. Wenn sie sich dem Ufer nähern, verringert sich ihre Geschwindigkeit und Länge, aber die Höhe nimmt bedeutend zu. Die Woge wirft sich dann weit auf eine flache Küste hinauf, große Zerstörungen verursachend.

Der furchtbare explosive Ausbruch auf der Vulkaninsel Krakatau, zwischen Java und Sumatra, im August 1883, brachte Wellen hervor, die sich rund um die Erde ausbreiteten. Ihre außergewöhnliche Schnelligkeit des Fortschreitens betrug nahezu 700 km in der Stunde. An entfernten Küsten war ihre Erhebung und Senkung unbedeutend, aber an Küsten in der Nähe von Krakatau warfen sich die Wellen mit einer Höhe bis zu 40 m auf das Ufer, das flache Land überflutend, viele Dörfer hinwegspülend und Tausende der Einwohner ertränkend. Ein großes Schiff wurde 2 km weit landein fortgetragen und strandete mehrere Meter oberhalb der Meeresoberfläche.

Ein Erdbeben im nördlichen Stillen Ozean, am 15. Juni 1896, verursachte Wellen von etwa 15 m Höhe an der Küste des nördlichen Japan. Die Küste wurde auf eine Strecke von 300 km verwüstet. Die wenigen Menschen, die die Welle sahen und überlebten berichteten, daß die See zuerst ungefähr 500 m zurückwich und sich dann, einem schwarzen Wall vergleichbar, vorwärts stürzte, in phosphoreszierendem Licht erglänzend und das Ufer unter sich begrabend. An der frei gelegenen Küste wurde die See ein paar Minuten nachdem die Welle brach ruhig, aber in Buchten schwoll das Wasser an und wirbelte eine halbe Stunde herum. Die Umrisse des Ufers hatten sich an vielen Stellen geändert, eine Menge Dörfer wurden zerstört, und Hunderte von Quadratkilometern urbaren Landes verwüstet. Tausende von Fischerbooten waren vernichtet und hinweggetragen, 26000 Menschen verloren ihr Leben, und 60000 Überlebende waren heimatslos geworden.

Es wird wohl mit Recht angenommen, daß Wellen, den Erdbebenwellen ähnlich, manchmal durch große Massen feiner Sedimente hervorgerufen werden, die den Abhang des Schelfs hinuntergleiten. In Japan werden viele Erdbeben dieser Ursache zugeschrieben. Telegraphenkabel, die auf solchen Abhängen liegen, sind infolgedessen leicht Störungen unterworfen; wenn sie zur Aufbesserung heraufgeholt sind, findet man sie zerrissen, als wenn sie heftig von den abgleitenden Sedimenten mitgezerrt worden wären.

13. **Die Meeresströmungen.** Das Oberflächenwasser des Meeres, bis zu einer Tiefe von etwa 200 m, bewegt sich langsam in der Hauptrichtung der vorherrschenden Winde, derart Strömungen bildend, die sich über die großen Wasserflächen im Kreise bewegen.

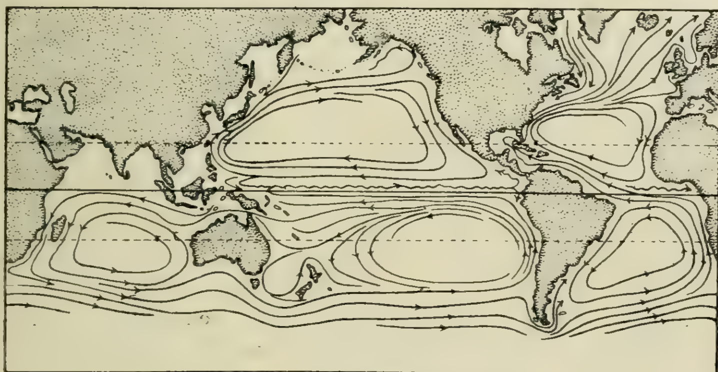


Abb. 28. Schema der Meeresströmungen.

Die kleine Karte der Meeresströmungen (Abb. 28) zeigt, daß jeder der großen Ozeane eine wirbelähnliche Strömung aufweist, welche sich langsam um ihn herum bewegt und die Wasser in der Mitte verhältnismäßig ruhig läßt. Und zwar ist die Richtung der Bewegung so, daß, wenn ein Beobachter im Mittelpunkt eines Stromkreises der nördlichen Halbkugel stände, ihn die Strömungen von links nach rechts umkreisen würden, in der südlichen Halbkugel von rechts nach links.

Die Stromkreise verleihen uns die Berechtigung, die großen Wasserflächen in sechs Ozeane einzuteilen: den nördlichen und den südlichen Stillen Ozean, den nördlichen und den südlichen Atlantischen Ozean, den Indischen Ozean, von denen jeder seinen eigenen großen Wirbel besitzt; der Antarktische Ozean hat seinen

Kreis für sich rund um den Südpol, der die Stromsysteme der drei südlichen Ozeane verbindet. Die Arktis hat ebenfalls eine Strömung um den Pol herum, die mit dem nordatlantischen System verbunden ist. Immerhin ist das Nordpolarmeer nicht den Ozeanen gleichwertig, eher ein Mittelmeer. Nach der Schnelligkeit und Intensität könnte man die langsamen „Driften" von den raschen „Strömen" trennen, z. B. ist die nordatlantische Drift ein Ausläufer des Golfstromes, aber diese Unterscheidung ist nicht streng durchzuführen.

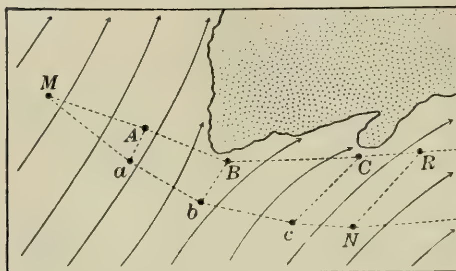


Abb. 29. Stromversetzung eines Schiffes.

Es ist wichtig, daß die Schiffsführer mit den Bewegungen der Meeresströmungen vertraut sind. In wolkigem oder nebligem Wetter können Beobachtungen der Sonne, um Längen- und Breitengrade zu bestimmen, nicht gemacht werden. Daher würde ein Schiff aus seinem Kurs in unbekannter Richtung verschlagen werden, wenn man der Bewegung des Wassers keine Beachtung schenkte. Wenn also ein Schiff zum Kurs *MABCR* getrieben würde, das dem Kurse *MabcN* (Abb. 29) folgen wollte, würde es den Landzungen bei *B* und *C* gefährlich nahe kommen und könnte sogar auflaufen. Bei Schiffbrüchen an der Südwestküste Islands ist dieser Ursache nicht selten die Schuld zuzuschreiben.


Abb. 30. Verbreitung von Treibprodukten durch Strömungen.

Das Treiben von verlassenen Schiffstrümmern, deren Lage durch vorbeifahrende Schiffe aufgezeichnet ist, bietet einen Anhalt für die Bewegungen der Strömungen. Die eckigen Linien der Abb. 30 zeigen die Wege einiger treibender Wracks. Die gebrochenen Linien bezeichnen die Drift vieler Hölzer eines großen Nutzholzflosses, das

auf dem Wege von den Canadischen Provinzen nach New-York während eines Sturmes im Dezember 1887 verlassen wurde.

Tausende von Flaschen sind in die See geworfen worden, mit einem Zettel, der Zeit und Ort enthielt, wo sie dem Wind und den Wellen preisgegeben worden sind, und die dringende Bitte an den Finder zum Ausdruck brachte, Zeit und Ort ihres Wiederauffindens im Meere oder am Ufer bekannt zu geben. Die punktierten Linien von Abb. 30 geben uns ein Beispiel für solche „Flaschenposten".

Nansen fuhr bei seinem berühmten Versuch, den Nordpol zu erreichen, ostwärts an der Nordküste Asiens entlang und wendete sich dann nach Norden in die Eisfelder, wo sein Schiff zwischen zwei schwimmenden Schollen befestigt wurde. Von hier trieb er mit dem Eise und erwartete, daß die arktische Strömung ihn an dem Nordpole vorbei nach Grönland hin tragen würde. Wäre er noch weiter östlich gefahren, ehe er sich nach Norden wendete, wäre er wahrscheinlich näher an den Pol herangekommen.

Die bemerkenswerte Übereinstimmung, die jede Karte zwischen dem Verlauf der Stromkreise und der Richtung der vorherrschenden Winde, die über den Meeren wehen, zeigt, weist auf die Winde als Ursache der Strömungen hin. Dem Luftkreislauf gleich müssen die Wirbel des Oberflächenwassers der Ozeane als eine charakteristische Eigenschaft einer sich drehenden Kugel angesehen werden, die große Meeresflächen, eine leicht bewegliche Atmosphäre und eine warme Äquatorialzone besitzt.

Diese Anschauung, daß die Winde die Strömungen hervorrufen, erfährt ihre Bestätigung durch die Tatsache, daß Schwankungen des Windes auch Schwankungen der Strömungen, unter Umständen eine völlige Umkehr bewirken. Ein Beispiel bilden die Strömungen des Indischen Ozeans mit ihrem ungewöhnlichen Wechsel der Richtung je nach dem Wehen der Monsune (Abb. 31 u. 32). Während des Nordsommers entwickelt sich nördlich des Äquators der Südwest-Monsun, und das Wasser nimmt unter seinem Einfluß eine im allgemeinen nach Osten gerichtete Bewegung an. Während des Südsommers dagegen finden wir den Nordwest-Monsun im Süden vom Äquator, der dem Wasser hier ebenfalls eine östliche Richtung verleiht, während im Norden des Äquators, unter dem Einfluß des Nordost-Monsun, der hier herrscht, die Strömungen eine vorwiegend westliche Richtung annehmen.

Ostwärts gerichtete Strömungen dieser Art in der Nähe des Äquators nennt man „Gegenströmungen“, weil sie sich in einer Richtung bewegen, die der der äquatorialen Glieder des Stromkreises entgegengesetzt ist.

Die einzelnen Teile der großen Wirbelsysteme haben besondere Namen erhalten. Diejenigen Strömungen, die in der Nähe des Äquators und ihm ungefähr parallel nach Westen hin sich bewegen, nennt man „Äquatorialströmungen“. Den östlichen Teil der großen Wirbelbewegung im südlichen Stillen Ozean bezeichnen wir als den „Peru-Strom“; er bringt eine große Menge kalten Wassers von hohen südlichen Breiten herbei und hält die Temperatur der Galapagos-

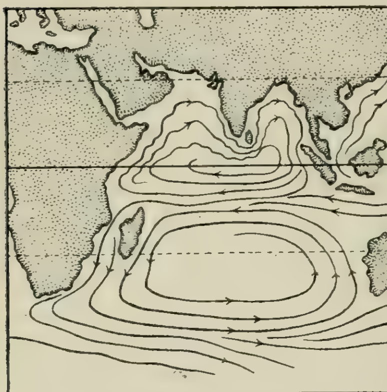


Abb. 31. Strömungen des Indischen Ozeans im Juli.

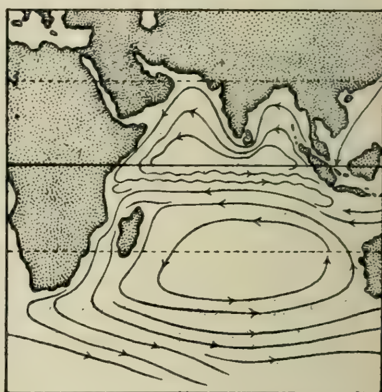


Abb. 32. Strömungen des Indischen Ozeans im Januar.

Gruppe (westlich von Peru) so niedrig, daß Korallenriffe hier nicht vorkommen, obwohl man sie weiter westlich in derselben Breite im Stillen Ozean in großer Menge findet.

Der Name „Golfstrom“ im Atlantischen Ozean sollte nur für die schmale, tiefe und rasche Strömung, die den Golf von Mexiko mit einer Geschwindigkeit von bis zu 2 m in der Sekunde verläßt, gebraucht werden. Indessen wird er im allgemeinen unrichtigerweise auch auf die breite, flache und langsam bewegte Strömung an der Nordseite des nordatlantischen Stromkreises ausgedehnt.

Von der Gegend der Fär Öer und Island an bezeichnen wir die nordöstlich gerichtete Bewegung als den „Atlantischen Strom“, der sich bis an das Nordpolarmeer verfolgen läßt.

Segelschiffe können aus der Benutzung von Wind und Strömungen großen Vorteil für die Beschleunigung ihrer Reisen ziehen. Wenn ein Segler von einem Nordseehafen nach einem der Reishäfen in Hinterindien bestimmt ist, so fährt er nicht etwa auf dem kürzesten Wege, an der afrikanischen Küste entlang, um nach dem Kap der Guten Hoffnung zu gelangen, sondern er sucht den Äquator ziemlich weit westlich zu überschreiten, um dann in großem Bogen mit Benutzung von Wind und Strömung das Kap zu umfahren. Während er auf dem ersten Wege den Passat und den Benguela-Strom gegen sich hätte, fördern ihn hier der Brasil-Strom, der Passat und in höheren südlichen Breiten die „braven Westwinde“ so sehr, daß er trotz des viel größeren Umweges doch sein Ziel rascher erreicht.

14. **Kalte und warme Strömungen.** So wie einzelne Meeresströmungen warmes Wasser nach den Polen hinführen, bringen andere kühles Wasser zum Äquator, und verursachen eine unregelmäßige Anordnung der Temperaturen an der Meeresoberfläche. Die regelmäßigen Windsysteme der Ozeane und die Nähe der Kontinente veranlassen ähnliche Störungen der atmosphärischen Temperatur. Im allgemeinen verengen diese Einflüsse die warmen Gürtel an der Ostseite der Meere der heißen Zone und verbreitern die gemäßigten Gürtel an der Ostseite der Meere in mittleren Breiten.

Wir müssen noch bemerken, daß der Einfluß von Strömungen und Wind auf die gleichmäßige Anordnung der Temperatur viel geringer auf der südlichen Halbkugel ist, wo nur ein Festland sich über 50^0 der Breite vom Äquator entfernt, als auf der nördlichen Halbkugel, wo die Kontinente die Nordenden der Meere nahezu allseitig einschließen. Die ostwärts gerichtete Drift der höheren südlichen Breiten ist nur wenig gestört, und die Temperaturgürtel folgen dort genau den Breitengraden.

Besonders erheblich andererseits sind die Störungen der Temperaturzone im nordatlantischen Ozean; das erklärt sich aus dem Verlauf seiner Küsten. Er erhält einen breiten Zweigstrom von Süden her, der ihm einen Überschuß warmen Wassers in der Nähe von Westindien zukommen läßt; ein Teil seines östlichen Systems wendet sich nach Nordosten an den Britischen Inseln und Norwegen vorbei; schließlich kommt aus den polaren Gewässern ein kalter Strom, der an Labrador und Neu-Fundland vorüberfließt. Der Gürtel gemäßigten Klimas dehnt sich dadurch weit über die Westküsten der alten Welt zwischen den Breiten von 30^0 und 60^0

aus. Derselbe Klimagürtel ist auf die Breiten zwischen 30^0 und 45^0 an der Ostküste von Nordamerika beschränkt. Florida und Neu - Schottland unterscheiden sich in der mittleren jährlichen Temperatur ebensoweit voneinander als Marokko und Norwegen. Labrador ist ein kahles und wüstes Land mit spärlicher Bevölkerung, während England auf der anderen Seite des Atlantischen Ozeans, in derselben Breite gelegen, bei mildem Klima dicht bevölkert ist.

15. **Die Gezeiten.** Regelmäßige Bewegungen des Meeres, bei denen das Wasser zweimal in einem Zeitraum von etwas mehr als einem Tage an den Ufern auf- und absteigt, nennen wir Gezeiten oder Tiden. Auf dem offenen Meere sind die Gezeiten nicht wahrnehmbar; in vielen Buchten dagegen beträgt der Höhenunterschied zwischen Ebbe und Flut bis zu 15 und 17 m.

Die Bewegung der Wasserteilchen bei den Gezeiten gleicht in vieler Beziehung der Wellenbewegung. Der Hochwasserstand entspricht dem Kamm der langen, flachen Gezeitenwelle, das Niederwasser dem Tal.

Die Gezeitenströmungen entstehen infolge der Streckung der gekrümmten Bahn der Wasserteilchen bei der sehr großen Wellenlänge und geringen Tiefe; die Bahnen können bis 10 km lang werden. Die Veränderungen in Größe, Schnelligkeit und Form, die eine Gezeitenwelle beim Eindringen in eine Bucht erleidet, lassen sich denen der ans Ufer laufenden Windwelle vergleichen.

16. **Die Ursachen der Gezeiten.** Wo man auch immer die Gezeitenwellen regelmäßig beobachtet hat, ergab sich eine Periode von 12 Stunden 26 Minuten. Zur Erklärung der Erscheinung mußte man also nach einer Kraft suchen, die in derselben Periode zu wirken vermag. Nachdem lange unklare Vorstellungen über einen Zusammenhang des Mondes mit Ebbe und Flut bestanden hatten, begründete Isaak Newton diese Theorie in klarer Weise.

Wir können sie uns durch folgende Überlegungen veranschaulichen. Möge C in Abb. 33 das gemeinsame Zentrum der Schwerkraft für Erde und Mond sein. Beide Körper drehen sich einmal im Monat (in $27^1/_4$ Tagen) um dieses Zentrum, die Ebene dieser Umdrehung fällt mit der Ebene der Blattseite zusammen und $AFBD$ ist der Äquator der Erde. Die Anziehung, die der Mond auf einen Teil der Erde bei E ausübt, ist gerade gleich dem Widerstand (der Fliehkraft), den dieser Teil einer Ablenkung von der

geraden Bahn EJ in die gekrümmte EG entgegensetzt. In A ist die Anziehung des Mondes ein wenig größer, in B ein wenig kleiner als in E; der Widerstand gegen eine gekrümmte Bahn, die Fliehkraft, ist überall gleich groß. Daher finden sich in A und B kleine unausgeglichene Kräfte, $t_{,}$ und $t_{,,}$, die vom Erdmittelpunkt nach außen gerichtet sind und längs der Linie EM wirken. Da die Erde sich um ihre Achse dreht, wird ein beliebiger Punkt des Äquators alle 12 Stunden 26 Minuten von der Wirkung dieser Kräfte betroffen. Sie sind nur schwach, die Wellen, die sie im Meer erzeugen, nur gering aber doch wahrnehmbar, wenn sie durch das Auflaufen auf die Küste vergrößert werden.

Der einzige Punkt, der bei dieser Darstellung dunkel bleibt, ist die Beständigkeit des Wertes der Fliehkraft oder mit anderen Worten des Widerstandes gegen die Kreisbahn an allen Stellen der Erde.

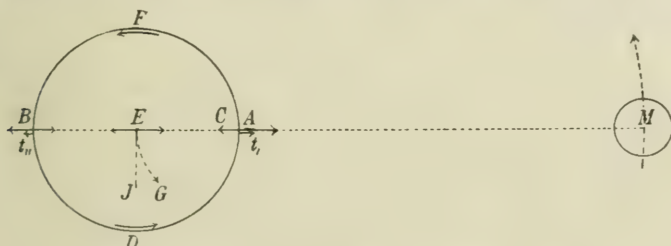


Abb. 33. Schema der die Gezeiten erzeugenden Kräfte.

Wenn wir uns aber erinnern, daß die tägliche Umdrehung der Erde bei einer Betrachtung der fluterzeugenden Kräfte außer Acht gelassen werden kann, ergibt sich, daß die monatliche Bewegung der Erde um C sich ohne eine Winkeldrehung vollzieht, d. h. daß die Erde eine bestimmte Seite immer nach derselben Richtung hin kehrt. Wenn man sich das praktisch mit Hilfe eines kleinen Globus klar macht, sieht man leicht ein, daß alle Teile der so bewegten Erde Kreise der gleichen Größe beschreiben, wie ihn E um C ausführt, daß also alle Teile sich in derselben Richtung mit der gleichen Geschwindigkeit in jedem Moment bewegen. Daher müssen sie auch gleiche Fliehkraft haben. Ist das einmal erfaßt, dann besteht keinerlei Schwierigkeit für die Auffassung der unausgeglichenen Kräfte bei A und B.

Ihr Wert kann in folgender Weise noch geschätzt werden: Da die Mondmasse $\frac{1}{80}$ der Erdmasse ist und der Abstand vom Mond

zur Erde 60mal größer als der Erdradius, so folgt daraus, daß die Anziehung durch den Mond bei

$$E = \frac{1}{80} \times \frac{1}{60^2} = \frac{1}{288\,000}$$

der irdischen Schwerkraft ist. Die Anziehung des Mondes bei *A* und *B* ist $(\frac{60}{59})^2$ bzw. $(\frac{60}{61})^2$ derjenigen bei *E*. Der Überschuß der Mondanziehung bei *A* und das Minus bei *B* gegenüber dem Wert bei *E* geben uns einen Begriff für die Geringfügigkeit der fluterzeugenden, unausgeglichenen Kräfte. Sie betragen etwa 0.000 000 1 der Schwerkraft auf der Erde.

In ähnlicher Weise wie der Mond verursacht auch die Sonne Gezeiten in den Meeren, aber trotz ihres gewaltigen Volumens ist ihr Abstand gegenüber dem des Mondes von der Erde so groß, daß die Sonnentiden nur ein Drittel der Stärke der Mondtiden erreichen. So werden diese durch die Gezeiten der Sonne nicht verdeckt, sondern nur verändert. Zur Zeit des Neu- und Vollmondes, wenn Sonnen- und Mondgezeiten zusammenfallen, ist das Ausmaß der Tiden vergrößert, die Ebbe tiefer und die Flut höher als gewöhnlich. Wir sprechen dann von „Springflut". Beim ersten und dritten Viertel des Mondes streben die von der Sonne erzeugten Kräfte danach, Niederwasser zu schaffen, während die Kräfte des Mondes Hochwasser erzeugen. Das Ausmaß der Tiden verkleinert sich also, die Ebbe ist nicht so tief als gewöhnlich und die Flut nicht so hoch. Wir nennen diesen Zustand „Nipptide" oder „taube Tide". Das Ausmaß der Springtiden ist oft zweimal so groß als das der Nipptiden.

17. **Die Bedeutung der Gezeiten für den Menschen.** Es wurde erwähnt, daß die Flut in Buchten und Flußmündungen eine sehr beträchtliche Höhe erreichen kann. Dadurch und durch den dann wieder auslaufenden kräftigen Ebbestrom wird eine Spülung der Rinnen bewirkt, in denen sonst das Wasser stagnieren und faulen würde. So wäre Venedig längst unbewohnbar und verseucht, wenn die schwachen Gezeitenströme nicht die Kanäle immer wieder säuberten und frisches Wasser hineinführten. In Flüsse dringt die Flut mitunter als deutlich ausgesprochene Welle ein (Abb. 34), so die „Bore" in der Seine, hier und in engen Kanälen auch beträchtliche Erosionstätigkeit entfaltend. Erschweren die heftigen, unregelmäßigen Strömungen in Inselgruppen die Schiffahrt, so ermöglicht andererseits der Hub der Flut großen Seeschiffen das Erreichen von Häfen, die

ihnen sonst verschlossen bleiben würden. In London hebt die Flut die Schiffe um 3—5 m, in Bremerhaven um 2—3,3 m, in Hamburg 1,8—2 m. Dadurch sind die Häfen der Weltmeere und offener Randmeere sehr begünstigt gegenüber denen abgeschlossener Mittelmeere, wie die Ostsee und das Romanische Mittelmeer, in welche die Flutwelle kaum eindringt, und die selbst zu klein sind, eine solche von wirklicher Bedeutung zu erzeugen.

18. **Die nordeuropäischen Meere und ihre Erforschung.** Der Fortschritt der Meereskunde in den letzten Jahren ist von einer



Abb. 34. Gezeitenwelle (Bore) in der Seine.

internationalen Vereinigung ausgegangen, die es sich zum Ziel setzte, die nordeuropäischen Meere einer genauen Untersuchung zu unterziehen, die letzten Endes praktischen Zwecken, den Interessen der Fischerei, dienen sollte. Die sämtlichen Uferstaaten der Nord- und Ostsee, des Nordmeeres und Eismeeres vereinigten sich und ließen, von besonderen Stationen aus, die genannten Meere viermal im Jahre systematisch längs verabredeter Linien untersuchen, wobei Tiefe, Temperatur, Salzgehalt, Gasgehalt, Zahl und Art der planktonischen Lebewesen, sowie die Beschaffenheit des Meeresgrundes und sein Leben an jeder Stelle ermittelt wurden. Durch diese Arbeiten, die im August 1902 begannen und noch gegenwärtig fortgehen, wurden die Methoden der Meeresforschung so erheblich verfeinert, daß wir jetzt vor der Aufgabe stehen, die ge-

samten Meere der Erde systematisch mit ihnen genau zu untersuchen, da die Forschung auf dem alten Weg nicht weiterrückt; tatsächlich sind auch schon Verabredungen im Gange, zunächst den nordatlantischen Ozean in den Kreis regelmäßiger Untersuchungsfahrten einzubeziehen.

Das seit 1902 gesammelte Tatsachenmaterial über die einzelnen nordeuropäischen Meere gestattet uns folgenden Überblick über ihre Hydrographie: die Wassermassen des Nordmeeres, von Nord- und Ostsee stammen aus drei verschiedenen Quellen her. Das Tiefenwasser des Nordmeeres mit einem Salzgehalt von 34,9 ‰ und einer Temperatur, die um 0° schwankt, strömt langsam aus dem Bereich der Arktis nach S. Durch die Färö-Shetland-Rinne tritt an der Oberfläche der atlantische Strom ein, mit einem Salzgehalt von über 35 ‰ und Temperaturen, die mit den Jahreszeiten wechseln. Dieser mächtige Strom geht an der Küste von Norwegen nach N. und löst sich im Meridian des Nordkap in mehrere Arme auf, die teils nach O., teils nach N. weiterziehen, während andere, nach W. und S. zurückkehrend, sich dem ostgrönländischen Polarstrom beigesellen.

In der Nordsee tritt ein neues Wasserelement auf, das ist der aus der Ostsee kommende baltische Strom. Das atlantische Wasser schiebt sich von N. her und durch den Kanal in die Nordsee, und aus der deutschen Bucht kommt sehr viel Süßwasser. Das Küstenwasser hat daher in der Gegend von Helgoland einen Salzgehalt von 32 ‰ und seine Temperatur schwankt stark. In der nordöstlichen Nordsee finden wir, namentlich im Winter, das „Bankwasser“ von 32—34 ‰ Salzgehalt, das eine erhebliche Menge atlantischen Wassers enthält und darum auch im Winter relativ warm bleibt.

Eine starke Durchmischung sehr verschiedener Wasserschichten findet in der Beltsee statt, im Kattegat und den anschließenden Meeresstraßen. Oberflächlich strömt Ostseewasser aus, von 10 bis 20 ‰ Salzgehalt, im Winter sehr kalt, im Sommer warm. In der Tiefe dringen die Ausläufer atlantischen Wassers ein, mit hohem Salzgehalt und gemäßigten Temperaturen. Dieser Unterstrom schiebt sich stoßweise in die eigentliche Ostsee vor, die durch Schwellen an ihrem Grund in eine Reihe von Becken getrennt wird. In diesen Becken stagniert das Wasser oft lange Zeit, wie sich aus dem abnehmenden Sauerstoffgehalt nachweisen läßt. Darüber, bis etwa

55 m Tiefe herab, liegt die „Deckschicht", in der das Wasser durch die Wellenbewegung ständig durcheinander gemischt wird; sie hat einen Salzgehalt von 7—8 ‰, ist im Sommer in ihren oberen Schichten sehr warm, im Winter kalt, so daß es zur Eisbildung kommt. Ähnliche Verhältnisse finden wir abgeschwächt in den einzelnen Buchten der Ostsee.

Tabelle der Meeresräume (nach Krümmel u. a.).

Name	Mittlere Tiefe m	Größte Tiefe m	Areal qkm
Atlantischer Ozean	3858	8525?	81 657 800
Indischer Ozean	3929	7000	73 441 960
Pazifischer Ozean.	4097	9636	165 715 490
Ozeane.	3997		320 815 250
Arktisches Mittelmeer	1170	4000	14 352 340
Australasiatisches Mittelmeer .	1089	6505	8 125 060
Amerikanisches Mittelmeer . .	2090	6269	4 584 570
Romanisches Mittelmeer . . .	1431	4400	2 967 570
Baltisches Mittelmeer	55	463	406 720
Hudsonsches Mittelmeer . . .	128	202	1 222 610
Rotes Mittelmeer.	488	2249	458 480
Persisches Mittelmeer	25	91	232 850
Mittelmeere	1232		32 350 200
Beringsches Randmeer . . .	1444	5700	2 274 800
Ochotskisches Randmeer. . .	1270	3370	1 507 610
Japanisches Randmeer . . .	1530	3575?	1 043 820
Ostchinesisches Randmeer . .	177	1100?	1 242 480
Andamanisches Randmeer . .	779	3156	790 550
Kalifornisches Randmeer . .	987	2904	166 790
Deutsches Randmeer	94	665	571 910
Britisches Randmeer	62	263	213 380
Laurentisches Randmeer. . .	128	572	219 300
Tasmanisches Randmeer . . .	72		83 170
Randmeere.	971		8 113 810
Weltmeer	3681		361 279 160

Literatur.

Allgemein:

O. Krümmel, Handbuch der Ozeanographie. Band I: Die räumlichen, chemischen, physikalischen Verhältnisse des Meeres. 2. Aufl. Stuttgart 1907. Band II: Die Bewegungsformen des Meeres. 2. Aufl. Stuttgart 1911.

Abt. Hydrographie in Berghaus' Physikalischem Atlas. 3. Aufl. Gotha 1891.

C. Chun, Aus den Tiefen des Weltmeeres. Schilderungen von der deutschen Tiefseeexpedition. 2. Aufl. Jena 1902.

G. Schott, Physische Meereskunde. 2. Aufl. Leipzig 1910. (Sammlung Göschen.)

Morphologische Verhältnisse des Meeres:

A. Supan, Die Bodenformen des Weltmeeres. Pet. Mitt. 1899. 177. Karte 1 : 80 000 000.

G. Schott, Die Bodenformen und Bodentemperaturen des südlichen Eismeeres. Pet. Mitt. 1905. 241. Karte 1 : 25 000 000.

A. Supan, Terminologie der wichtigsten unterseeischen Bodenformen. Pet. Mitt. 1903. 151.

Carte bathymétrique générale des océans dressée p. o. de S. A. S. le Prince de Monaco 1 : 10 000 000. 1905.

E. Hull, On the suboceanic terraces and river-valleys of the coast of Western Europe. Journ. of Transact. Victoria Inst. London 31. 1899. 269.

H. Benest, Submarine gullies, river outlets and fresh-water escapes beneath the sea-level. Geogr. Journal XIV. 1899. 394.

F. Nansen, The bathymetrical features of the North-Polar-Seas. Kristiania 1904.

G. Schott—P. Perlewitz, Lotungen I. N. M. S. „Edi“ und des Kabeldampfers „Stephan“ im westlichen Stillen Ozean. Archiv der Deutschen Seewarte 1906 No. 2.

A. Supan, Die Sundagräben. Pet. Mitt. 1907. 70. Karte 1 : 12 500 000.

J. Murray — A. F. Renard, Deep Sea Deposits. Challenger Report III. London 1891.

Joh. Walther, Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. 3 Bände. Jena 1893/94.

L. W. Collet, Les dépôts marins. Paris 1908.

E. Philippi, Über Dolomitbildung und chemische Abscheidung von Kalk in heutigen Meeren. Neues Jahrb. f. Mineral. usw. Festband 1907. 397.

E. Philippi, Über das Problem der Schichtung und über Schichtbildung am Boden der heutigen Meere. Zeitschr. d. Deutschen Geol. Gesellschaft 60. 1908. 346.

J. Thoulet, Carte lithologique sous-marine des côtes de France. Paris 1905. 1 : 100 000.

Physikalische Verhältnisse des Meeres:

W. Köppen, Jahresisothermen und Isanomalen der Meeresoberfläche. Ann. d. Hydrographie 1898. 356 (letztere auch Pet. Mitt. 1898. Tafel 19).

G. Schott, Die Verteilung des Salzgehalts im Oberflächenwasser der Ozeane. Pet. Mitt. 1902. 217. Karte 1 : 80 000 000.

O. Baschin, Die Wellen des Meeres (Meereskunde I. 12). Berlin 1907.

O. Pettersson, Über Meeresströmungen. Veröff. Inst. f. Meereskunde usw. Heft 12. Berlin 1908.

G. H. Darwin, Ebbe und Flut. Deutsche Übersetz. von A. Pockels. Leipzig 1902.

F. Bidlingmaier, Ebbe und Flut (Meereskunde II. 5). Berlin 1908.

A. Müller, Zur Theorie der Entstehung der Tiden. Beiträge zur Geophysik X. 1909. 125. Nachtrag. 265.

Die Einzelmeere:

Atlas des Atlantischen Ozeans. 2. Aufl. Hamburg 1902. — Segelhandbuch des Atlantischen Ozeans. 3. Aufl. Hamburg 1910. — Atlas des Indischen Ozeans. Hamburg 1891. — Segelhandbuch des Indischen Ozeans. Hamburg 1892. — Atlas des Stillen Ozeans. Hamburg 1896. — Segelhandbuch des Stillen Ozeans. Hamburg 1897. Herausgegeben von der Deutschen Seewarte.

G. Schott, Ozeanographie und maritime Meteorologie. Band I der wiss. Ergebn. der deutschen Tiefsee-Expedition. Mit Atlas. Jena 1902.

J. Murray, On the depth, temperature of the ocean waters and marine deposits of the southwestern Pacific Ocean. Queensland Geogr. Journal 1905/06. 71.

Forschungsreise S. M. S. „Planet" 1906/07. III. Ozeanographie von W. Brennecke. Berlin 1909.

G. Schott — F. Schu, Die Wärmeverteilung in den Tiefen des Stillen Ozeans. Ann. d. Hydr. 1910. 2.

O. Krümmel, Die deutschen Meere. Veröff. Inst. f. Meereskunde usw. Heft 6. Berlin 1904.

G. Braun, Die internationale Meeresforschung, ihr Wesen und ihre Ergebnisse. Geogr. Zeitschrift 1907. 295.

W. Meinardus, Über Schwankungen der nordatlantischen Zirkulation und damit zusammenhängende Erscheinungen. Meteorologische Zeitschrift 1905. 398.

M. Knudsen, Großzügige Übersicht über die in der internationalen Zusammenarbeit gewonnenen Kenntnisse in den vom Zentral-Ausschuß untersuchten Meeresgebieten. (Vor allem Nordsee.) Erg.-Heft zu Bull. trimestriel des résultats usw. 1906/07. Kopenhagen 1909.

F. Nansen, The Norwegian North Polar Expedition. Scient. Results. III. The oceanography of the N. Pol. basin. 1902. VI. The bathymetrical features of the N. Pol. seas. Kristiania 1904.

B. Helland-Hansen — F. Nansen, The Norwegian Sea. Rep. on norw. fish. and marine-investigations II. 2. Bergen 1909.

Fr. Viezzoli, L'Adriatico. Parma 1901.

KAPITEL V.

DAS LAND.

DAS LAND VOM WECHSEL BEHERRSCHT.

Die Form des Landes wechselt stark von Ort zu Ort. Abweichend von der wunderbaren Gleichförmigkeit, die im Meere vorherrscht, finden wir endlose Mannigfaltigkeit und als ihre Wirkung einen Wechsel der Lebensbedingungen, die auf ausgedehnten Ebenen im Inneren ganz andere sind als in den tiefen Tälern eines Hochgebirges, in den Hafenplätzen der Küste oder auf den einsamen Inseln mitten in der Wasserwüste. Die durch eigene Anschauung wie durch die Berichte von Forschern und Reisenden gewonnene Erkenntnis, daß das Leben der einzelnen Völker in hohem Grade durch die Erdstelle, die sie bewohnen, beeinflußt wird, ist ein Anstoß gewesen, der Bildung der Hochländer und Tiefebenen, der Gebirge und Täler nachzugehen.

Im Laufe des 19. Jahrhunderts hat man dem Studium der Landformen große Aufmerksamkeit geschenkt und hat ihren Ursprung einigermaßen verstehen gelernt. Das wichtigste Resultat dieser Arbeiten ist, daß wir nunmehr die Landformen, wie sie jetzt sind, als ein Ergebnis Jahrtausende langer allmählicher Veränderungen ansehen. Zunächst ist die Vorstellung schwierig, daß die Erdkruste, die uns so starr erscheint, sich doch langsam heben und senken kann, wobei einmal der Boden eines seichten Meeres zu festem Lande wird, dann aber wieder der niedrige Rand eines Kontinents unter das Meer taucht. Und doch steht es fest, daß solche Bewegungen wiederholt stattgefunden haben und daß sie sogar noch langsam weitergehen. Es erscheint uns seltsam, daß tiefe Täler zwischen hohen Bergen durch keine andere Kraft geschaffen sein sollen als durch die lang andauernde Tätigkeit der Bäche und Flüsse, die wir noch jetzt am Werke finden. Aber bei einiger Aufmerksamkeit sieht der Beobachter, wie die Ströme ihre Betten bearbeiten, wie sie den Schutt fortführen, den der Regen von den benachbarten Talhängen herunterspült. Diese einfachen Vorgänge

führen zu den größten Ergebnissen, wenn sie sich nur lange genug fortsetzen. Je mehr man die Erde kennen lernt, desto sicherer wird es, daß die Veränderungen dieser Art ganz gewöhnliche Ereignisse in ihrer Geschichte darstellen.

Wir sind nicht imstande, die Zeit abzuschätzen, die solche Vorgänge in Anspruch nehmen; sie muß über unser Verstehen hinaus groß sein. Die langen Jahrhunderte der Menschengeschichte haben nur kleine Wechsel in den Landformen zu erkennen gestattet. Die Tiefländer, auf denen sich die Wanderungen der ersten Menschenrassen abspielten, und die Bergketten, die ihnen ein Hindernis boten, sind noch heute Tiefländer und Bergländer; aber es sind in der Geschichte der Erde Tiefländer wiederholt zu Bergeshöhen aufgewölbt worden und Berge wieder und wieder zu Tiefländern abgetragen worden. Solche Veränderungen im Antlitz der Erde erfordern Zeiträume von vielen Millionen Jahren, mit denen verglichen das Leben der Menschen auf der Erde nur als ein kurzes Intervall erscheint. Aber nur, wenn wir die Formen des Landes als das Resultat einer langen Entwicklung betrachten, können wir wahrhaft das Land als den Wohnsitz des Menschen verstehen.

DIE LANDFLÄCHEN DER ERDE.

1. **Wasser und Land.** Die im großen und ganzen kugelförmige Erde ist doch so uneben, daß ungefähr $^1/_4$ ihrer Oberfläche sich über die gleichförmige Wassermasse als umfangreiche Landmasse erhebt, die Kontinente bildend. Das Land, nur von der Atmosphäre überzogen, steht seinem Wesen nach in scharfem Gegensatz zu dem Meeresboden, den das Wasser bedeckt. Für das Leben der Organismen und des Menschen ist dieser Unterschied zwischen dem Flüssigen und dem Festen von einschneidender Bedeutung.

Das Areal der Erdoberfläche beträgt rund 510000000 qkm. Über die genauen Flächengrößen des Landes und des Wassers sind wir nicht unterrichtet, da wir die Gegenden um den Nordpol und Südpol der Erde noch nicht genügend kennen. Immerhin können wir mit Gewißheit nach den Ergebnissen der neuesten Reisen annehmen, daß der Nordpol vom Meer umgeben ist, während die letzten großen Südpolarexpeditionen uns lehrten, daß um den Südpol ein größeres Festland liegt. Danach umfaßt die gesamte Landfläche rund 145000000 qkm, Land und Wasser verhalten sich wie 28 % : 72 % der Erdoberfläche.

Die Verteilung des Landes über die Erde hin ist so, daß dem geschlossenen, einheitlichen Weltmeer die mehr oder minder großen Erdteile wie Inseln, daher „Kontinentalinseln" genannt, entgegentreten, während aus dem Weltmeer verstreut sich die „ozeanischen" Inseln erheben. In der Umgebung des Nordpoles nähern sich die großen Kontinentalmassen, einerseits Amerika mit Grönland, andererseits Europa und Asien. Abgetrennt liegen Australien und das Festland Antarktika um den Südpol. Wie hieraus hervorgeht, werden sehr verschieden gestaltete Gebilde des Landes als Erdteil oder Kontinent bezeichnet, eine schärfere Definition zu geben erlaubt uns der gegenwärtige Stand unserer Kenntnis nicht.

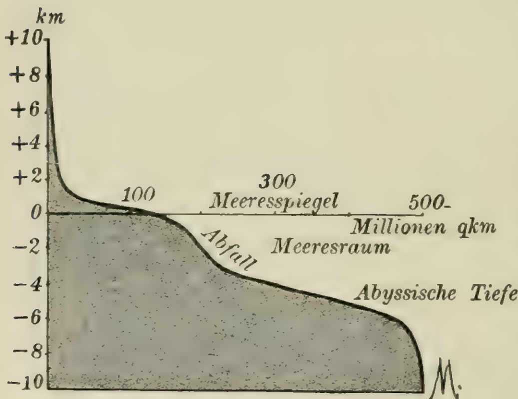


Abb. 35. Hypsographische Kurve der Erdoberfläche.

2. Die Höhen des Landes. Der höchste Berg der Erde ragt 8840 m über die Meeresoberfläche auf, die tiefste Stelle des Meeres sinkt auf 9600 m ein — das sind Zahlen, deren Größenordnung sich ungefähr entspricht. Wenn wir aber die Flächengrößen von Land und Meer in die Rechnung einführen, so ergibt sich sofort das starke Überwiegen der großen ozeanischen Tiefen über die Höhen des Landes. Die mittlere Tiefe des Weltmeeres beläuft sich auf 3680 m, die mittlere Höhe des Landes demgegenüber nur auf 710 m. Eine gute Veranschaulichung dieser Verhältnisse bietet die „hypsographische Kurve" (Abb. 35). Der Hauptteil des Landes liegt in geringer Höhe über dem Meere, die über 2000 m aufragenden Hochländer und Gebirge verschwinden räumlich ganz. In dem anfangs flachen Eintauchen des Landes unter das Meer erkennen wir die Kontinentalstufe, die Schelfe wieder, denen von 200 m Tiefe an der Abfall zu den großen Meeresräumen folgt.

3. Die Kontinente. Afrika und Südamerika ähneln einander in ihren einfachen Umrissen, gegliedert nur durch wenige breite

Buchten, während Halbinseln und abgelöste Inselgruppen fast ganz fehlen. Nordamerika und Eurasien andererseits sind wiederum in ihren unregelmäßigen Umrissen einander ähnlich, mit ihren tief eingreifenden Buchten, ihren stark abgeschnürten Halbinseln und den vielen Inseln.

Es ist eine auffällige Tatsache, daß die Landmassen im Norden meist breiter sind als im Süden, wo sie in Spitzen auslaufen. Das gilt nicht nur für die Kontinente, wie die beiden Amerika und Afrika, sondern auch für Halbinseln wie Florida, Vorder- und Hinterindien.

4. Niveauschwankungen. Die Form der Landmassen und ihre Umrisse scheinen auf den ersten Blick unveränderlich zu sein. Aber je mehr man die Erde kennen lernte und ihre Erscheinungen aufmerksam betrachtete, um so mehr befestigte sich die Gewißheit, daß zwischen Land und Meer langsame Umsetzungen stattfinden, daß die Umrisse der Kontinente sich ändern, die Landmassen sich langsam heben und senken. Leicht entblößt sich da ein Teil eines Schelfes und wird zu einer Ebene, die das höhere Altland umgürtet; anderswo taucht das Land ein, und das Meer dringt vor wie oft im Laufe der geologischen Geschichte. Die Bewegungen sind dabei so langsam, daß man sie im Laufe eines Jahrhunderts kaum wahrnehmen kann; aber über Jahrhunderte anhaltend werden die an sich langsamen Schwankungen doch von großer Bedeutung für die Geographie des Landes.

Wir wissen, daß Mitteleuropa im Laufe seiner geologischen Entwicklung wiederholt Festland und dann wieder Meeresboden gewesen ist, finden wir doch Schichten mit Meerestieren auf alten Landoberflächen mit Hügeln und Tälern abgelagert. Selbst in ganz jungen Zeiten der Erdgeschichte, als schon der Mensch die Gefilde Europas durchstreifte, war die Verteilung von Land und Meer ein wenig anders als jetzt, wenn auch immer so, daß unser Erdteil ein mehr oder weniger geschlossenes Ganze bildete. Ähnlich steht es in Amerika und Asien, und so können wir sagen: ein Kontinent ist eine ausgedehnte Erhebung in der Erdkruste, die in langen Zeiten schon höher gestanden hat als der Boden der Tiefsee.

Die Niveauschwankungen müssen sich nach dem Gesagten im Laufe der Menschengeschichte immerhin bemerkbar machen. Das ist in der Tat der Fall und wäre es noch mehr, wenn uns die Griechen und Römer genauere Beobachtungen an Küsten hinter-

lassen hätten. Aber auch so wissen wir aus neueren Messungen, daß die Küsten von Massachusetts und New-Jersey etwa um 50 cm im Jahrhundert sinken, während die Küste von Schweden sich hebt, und zwar um etwa 1 m in hundert Jahren. Die Niederlande sinken um 18 cm im Jahrhundert, und das Land liegt bis zu 6 m unter dem Meeresspiegel, künstlich durch Deiche geschützt.

Die Kugelform und die regelmäßige Umdrehung der Erde scheinen dauernde Eigenschaften unseres Planeten zu sein. Die gürtelförmige Anordnung der Winde hat Bestand, solange die Sonne scheint. Die Wirbelbewegung der Meeresströmungen wird in ihrer Gestalt freilich durch die Umrisse der Kontinente beeinflußt; aber solange die Sonne scheint, die Erde sich dreht und die Winde wehen, so lange werden die Wirbel nach rechts oder links, je nach der Halbkugel, abgelenkt. Die Umrisse der Länder indessen scheinen sich gänzlich systemlos zu verändern. Immer gab es einen Gürtel der Stillen um den Äquator und immer westliche Winde in mittleren Breiten, aber wiederholt im Laufe der Erdgeschichte waren Asien und Europa voneinander getrennt, als die Ebenen zwischen dem Schwarzen und dem Arktischen Meer überflutet waren. Der jetzige Zustand der Kontinente ist nur ein Bild aus einer langen Reihe, deren Ende wir nicht kennen.

5. Die Mannigfaltigkeit der Gestaltung des Landes. Im Gegensatz zu der überwältigenden Monotonie des Tiefseebodens wechselt die Oberfläche des Landes stark in Form und Zusammensetzung. Gestein und Boden, Berge, Täler und Ebenen sind von Ort zu Ort verschieden; hier finden wir Berge und Bergrücken aufgebaut aus widerstandsfähigem Gestein, dort Hänge und Täler, ausgefurcht in weichen Schichten, und weiter Ebenen, überzogen mit einer Decke von Kies, Sand und Lehm.

Im allgemeinen sind Bergzüge eine für die Festländer charakteristische Erscheinung, während dagegen dem Meeresboden weite Ebenen sein Gepräge verleihen. Nur hier und da erheben sich auch vom Meeresboden Gebirgsketten, deren Spitzen dann als Inseln über die Wasseroberfläche hervorragen, z. B. in Westindien und im Stillen Ozean. Von den untergetauchten Randgebieten des Landes bewahren die Schelfe oft die Mannigfaltigkeit seiner Formen trotz ihrer Decke von Sedimenten. Dagegen sind Vulkane und ihre Lavaströme eine Form, die sowohl auf Landgebieten als in der Tiefsee auftritt.

6. Das Klima des Landes. Die Lebensbedingungen und die Zustände auf dem Festlande sind dauerndem Wechsel unterworfen, verursacht zu einem Teil durch die Ungleichheit der Klimate und zum anderen durch die Veränderungen des Wetters. Auf heftigen Regen folgt heller Sonnenschein, nach Stürmen kommen leichte Winde oder Windstillen. Die Oberfläche einer Wüste in der heißen Zone kann mittags bis auf 80^0 erhitzt werden und kühlt sich doch in der nächsten Nacht bis nahe zum Gefrierpunkt ab. In den Polargebieten taut der gefrorene Boden und erwärmt sich an seiner Oberfläche im Sommer, im Winter darauf aber friert er durch und durch bei Kältegraden von — 30^0 bis — 40^0 und mehr.

Sobald wir indessen ein wenig von der Erdoberfläche in die Tiefe gehen, nehmen die Temperaturschwankungen sehr rasch ab. Etwa 1.5 m unter der Oberfläche ist der tägliche Wechsel kaum noch wahrnehmbar, in 10 m Tiefe trifft man ungefähr die mittlere Jahrestemperatur des Ortes dauernd an, in Polargegenden dementsprechend Kältegrade. Im nordöstlichen Sibirien ist daher auch der Boden bis zu einer Tiefe von 100 bis 150 m gefroren. Im Sommer taut er oberflächlich auf und ernährt dann eine dürftige Vegetation von Gräsern und Büschen, während Bäume fehlen. Gelegentlich hat man in diesem Eisboden wohlerhaltene Exemplare des Mammut gefunden, eines nahen Verwandten des Elefanten, das aber ein Haarkleid trug. Das Tier lebte früher einmal hier, wurde von Hochwasser vielleicht überrascht und im Flußtal in Sand und Kies eingebettet, wo es sich mit Fleisch, Haut und Haaren erhalten hat, als wäre es eben erst zugrunde gegangen und nicht schon vor Hunderten von Jahren.

Dringen wir noch weiter in die Erdkruste ein, wie es in Bohrlöchern und Bergwerken bis zu etwa 2000 m Tiefe gelungen ist, so steigt die Temperatur wieder und nimmt um etwa 1^0 auf 25 bis 35 m zu; diesen Wert, der im einzelnen sehr schwankt, bezeichnen wir als „geothermische Tiefenstufe". Heiße Quellen, Geysirs und die Vulkane sind überdies Zeugen einer höheren Temperatur im Erdinnern, über dessen Beschaffenheit wir indessen nur ungenügende Vorstellungen haben. Die Temperatur der Erdoberfläche hängt praktisch allein von der Erwärmung durch die Sonne ab.

7. Die Verwitterung. Der größte Unterschied zwischen dem Meeresgrunde und der Landoberfläche besteht in der Lebhaftigkeit der Umwandlungen, die an letzterer vor sich gehen. Die Gesteine

zersplittern, wenn das Wasser in ihren Spalten und Spältchen gefriert, sie zersetzen sich unter den chemischen Einflüssen von Luft und Wasser, bis schließlich der größte Teil des Landes von einer Decke losen Schuttes überzogen ist. Diese ganzen Vorgänge, die je nach Felsart und Klima so sehr verschieden sind, bezeichnen wir als „Verwitterung", ihr Produkt ist der „Schutt".

In dem trockenen, milden und gleichmäßigen Klima von Ägypten sind die Denkmäler des Altertums in vielen Tausenden von Jahren nur wenig verwittert. Als man aber einen Obelisk im Jahre 1880 von dort nach New-York gebracht hatte, wurde er in einem einzigen Winter so sehr von der Witterung angegriffen, daß man ihn mit einem schützenden Stoff überziehen mußte. Ganz besonders wird die chemische Verwitterung durch den starken Regenfall und die üppige Vegetation der Äquatorialzone gefördert, deren Zersetzungsprodukte in den Boden eindringen. Andererseits arbeitet da, wo die Temperatur häufig um den Gefrierpunkt schwankt, wie auf Bergen und in hohen Breiten, die mechanische Verwitterung kräftiger, nach und nach das Gestein in seine kleinsten Teile zerlegend.

Das sind im einzelnen alles nur kleine Vorgänge. Aber ihre Zahl und Dauer läßt doch die Verwitterung eine überaus wichtige Rolle spielen. Das Vorhandensein des Bodens, der die Nutzpflanzen nährt, und die Form des Landes, die den Menschen so stark beeinflußt, verdanken wir der dauernden Tätigkeit der Verwitterung in ungezählten Jahren.

8. Der Schutt des Landes. Die Verwitterung löst das Gestein auf; der Regen fällt und spült die einzelnen Teile die Hänge hinab in die Bäche, die Bäche führen sie den Strömen zu, die Ströme dem Meere. Wie mit einer Feile, so arbeiten die fließenden Gewässer mit dem bewegten Schutt ihr Bett tiefer und tiefer aus, langsam entwickeln sich Täler auf der Landoberfläche, desto tiefer eingeschnitten, je höher das Land liegt. Die Täler sind ein Kennzeichen des Landes, das dem Meeresboden gänzlich fehlt. Kommen solche Bildungen dennoch auch dort vor, wie hier und da an Küsten, im Bereiche der Schelfe, so weisen sie uns darauf hin, daß sich dieser Teil des Festlandes kürzlich gesenkt haben muß.

In trockenen Ländern erfaßt der Wind die Rückstände der Verwitterung. Den Sand bläst er zu Flugsandfeldern und Dünen zusammen, während der Staub oft weite Wege in der Luft zurücklegt,

ehe er niederfällt, oft schon unter anderen klimatischen Bedingungen. An den Rändern der Kontinente erfaßt die Brandung den Schutt, führt ihn fort oder baut ihn in Sandriffen wieder auf. Langsam und allmählich arbeiten alle diese Vorgänge, aber mit der Zeit steigert sich ihre Wirkung zu überraschenden Resultaten. Nicht nur wird ein Land durch tiefe Täler in Plateaus und Berge zerschnitten, sondern auch ganze Bergketten sind zu Flachland abgetragen worden. Die heutigen Landformen können nur verstanden werden, wenn wir sie auffassen als ein Augenblicksbild in einer langen Reihe von Veränderungen, als ein Entwicklungsstadium, dem andere vorausgegangen sind und weitere folgen werden.

Wir fassen die Gesamtheit des Abtragungsvorganges unter dem Namen der Destruktion zusammen. Der Erklärung der von ihr geschaffenen Formen ist der größte Teil dieses Buches gewidmet.

DER ZYKLUS DER EROSION.

9. **Die Urformen.** Auf Grund des bisher über die Bewegungen der Erdkruste und die zerstörende Tätigkeit von Verwitterung und Flüssen Gesagten sind jetzt einige allgemeine Feststellungen möglich. Wir stellen uns vor, daß Meeresgrund rasch gehoben wird, nicht gleichmäßig, sondern hier mehr, dort weniger, so daß aus ihm eine in den großen Zügen unebene Landoberfläche wird, die dann für undenkbar lange Zeit still steht.

Die so gebildete Fläche nennen wir alsdann eine „Urlandoberfläche"; ihre höheren Teile sind „Urhochländer", ihre Senken sind die „Urbecken" und „Urwannen", ihre niedrigen Teile bezeichnen wir als „Urtiefländer", und ihr Rand, wo sie unter das Meer taucht, ist die „Urküste". In jeder Wanne bilden sich „Urseen"; „Urbäche" laufen die „Urabdachungen" herab, und „Urflüsse" folgen dem Talweg jeder Ursenke. Benachbarte Flüsse schließen sich zusammen, und alle, die sich miteinander vereinigen, bevor sie das Meer erreichen, bilden ein „Urflußsystem". Die Linien, die wir uns längs der Kämme des höheren Landes zwischen den „Urentwässerungsbecken" gezogen denken können, sind die „Urwasserscheiden".

10. **Übergang der Urformen in die konsequenten (Folge-) Formen.** Die Uroberfläche wird von Wind und Wetter angegriffen, es bildet sich loser Boden. Bald naß, bald trocken, bald gefroren,

bald aufgetaut, bald kalt, bald warm verändert er ständig sein Volumen und wird dadurch gezwungen, sich die Urabdachungen hinab zu bewegen; das ist das „Gekriech“. Es geht sehr langsam vor sich, ist geschwinder an der Oberfläche als in der Tiefe und am steilen, denn am flachen Hang und wird in langen Zeiträumen sehr wichtig. Der Regen fällt und spült lose Teilchen die Böschungen hinab zu den Senken und Wannen hin. Wie schon erläutert, führen die Flüsse das Material, das in sie gelangt, mit sich fort und scheuern und vertiefen mit seiner Hilfe ihre Betten. So beginnt die Erosion von Tälern in den Urabdachungen und den Ursenken; die großwelligen einfachen Urformen werden zu Gebilden von feinerer Gliederung („Textur“) und größerer Mannigfaltigkeit zerschnitten. Die Wellen und Strömungen des Meeres greifen die Urküste an und spülen den erzeugten Schutt in tieferes Wasser. Ganze Systeme von Vorgängen beginnen zu wirken, und ganze Reihen von Veränderungen, konsequent zu den Urformen, beginnen. Sobald dieser Wechsel bemerkbar wird, gehen aus den Urformen die „konsequenten“ oder „Folgeformen“ hervor; da aber gewisse Veränderungen schon während der Hebung beginnen, so müssen die Urformen als ein nur einen Moment Bestand habendes, hypothetisches Ding aufgefaßt werden. Aus den Urflüssen werden sofort Folgeflüsse entweder durch Erosion ihrer Betten in den steileren Teilen der Urtalwege, wodurch konsequente Täler entstehen, oder dadurch, daß sie auf den weniger geneigten Laufstrecken den Schutt ablagern, den sie von den steileren oberhalb mitbringen. Die Urseen werden zu konsequenten Seen, einmal weil ihr Spiegel durch den Schutt beengt wird, der die benachbarten Hänge hinabkriecht und gespült wird, und dann durch die Senkung ihres Spiegels, die der sich einschneidende Abfluß bewirkt. Die Urabdachungen werden langsam, aber stetig durch das Gekriech zu konsequenten Hängen gewandelt und die Urwasserscheiden zu konsequenten Wasserscheiden. Ebenso geht die Urküste in die konsequente Küste über.

11. **Die Endformen.** Wenn die so in Gang gekommenen zerstörenden Vorgänge unendlich lang auf die stillstehende Landmasse einwirken, werden sie deren Oberfläche niedriger und niedriger legen. Die Folgeflüsse vertiefen ihre konsequenten Täler, zuerst schnell, dann, da das Gefäll abnimmt, immer langsamer; die Neigung des Bettes des Stammflusses wird daher ständig geringer. Augenscheinlich können die Flüsse ihre Täler nicht unter den

Meeresspiegel einschneiden; derselbe muß daher als die Basis der Erosion, die „Erosionsbasis" betrachtet werden, auf welche hin die Flüsse eines normalen Erosionszyklus arbeiten.

Die kleineren Zuflüsse, die Regenschluchten und das Gekriech streben alle danach, Hochländer und Hügel bis zur Höhenlage der größeren konsequenten Täler, deren Gebiet sie angehören, abzutragen. Gewiß sind diese Vorgänge sehr langsam, aber im Laufe der Zeit erniedrigen sie doch die Landoberfläche mehr und mehr. Welches auch immer die Höhe der Uroberfläche war, wie widerständig ihr Aufbau, die Endform, auf die sie durch die normalen zerstörenden Vorgänge mit der Zeit hingeführt wird, ist eine beinahe formenlose Ebene, die in um so geringerer Höhe über dem Meeresspiegel liegt, je länger die Abtragung ungestört wirkt.

12. **Der normale und der marine Erosionszyklus.** Da die verschiedenen abtragenden Vorgänge, wie Verwitterung, Abspülung und Gekriech, unter der Herrschaft eines Klimas, wie es auf dem größten Teile der Landoberfläche der Erde zu finden ist und dessen Kennzeichen das Abfließen eines gewissen Teiles der Niederschläge in Form von Bächen und Flüssen ist, den Leitlinien der Erosion des fließenden Wassers in den Flüssen folgen, so können wir diese ganze Gruppe von Erscheinungen als die gewöhnlichen oder „normalen Erosionsvorgänge" bezeichnen; die Formen, die sie hervorbringen, nennen wir dementsprechend „Erosionstäler", „Erosionsgebirge" usw. Die ganze Zeit, die erforderlich ist, um eine gehobene Landmasse bis zu einer nahezu formenlosen Ebene in geringer Höhe über dem Meeresspiegel abzutragen, bezeichnen wir als einen „Zyklus normaler Erosion".

In ähnlicher Weise nennen wir die Zeit, während welcher Wellen und Strömungen des Meeres eine stillstehende Landmasse zu einer unter dem Meeresspiegel in unbestimmter, aber mäßiger Tiefe gelegenen Platte abschleifen, einen „Zyklus mariner Erosion". Augenscheinlich ist in jedem Falle die Dauer eines Erosionszyklus da länger, wo der Aufbau der Landmasse sehr widerständig und die Erosionsvorgänge schwach sind, und kurz bei weicher Struktur und stark wirkenden zerstörenden Kräften. Ein Erosionszyklus ist daher nicht ein fest umrissener Zeitabschnitt; er kann vielmehr als die Lebensdauer einer Landmasse aufgefaßt werden, die je nach den besonderen Bedingungen länger oder kürzer ist, aber sich in jedem Fall auf Hunderttausende oder Millionen von Jahren beläuft.

13. **Entwicklungsstadien.** Die Wirkung der Erosionsvorgänge während eines Zyklus ruft eine systematische Reihe von Veränderungen hervor, die von den Urformen durch die umfangreiche Gruppe der konsequenten und anderer Gebilde hindurch zur Endform führt: einer Ebene gerade über dem Meeresspiegel für den normalen Erosionszyklus, einer Platte etwas unter dem Meeresspiegel bei dem marinen Erosionszyklus. Wenn erst ein geringer Betrag von Veränderungen eingetreten ist, so nennen wir das erreichte Stadium „jung"; wenn die Veränderungen gut vorgeschritten sind, sprechen wir von dem Stadium als „reif"; wenn schließlich die Reihe der Veränderungen nahezu abgelaufen ist, wird das Stadium als „alt" bezeichnet.

14. **Struktur, Vorgang und Stadium.** Die langsam wechselnden Landformen, die sich während der aufeinander folgenden Stadien der Jugend, Reife und des Alters eines Erosionszyklus bilden, sind in ihrer Gestalt abhängig 1. von der Struktur der gehobenen Landmasse, 2. von der Art der abtragenden Vorgänge und 3. von der abgelaufenen Zeit oder mit anderen Worten von dem Stadium, bis zu dem diese fortgeschritten sind. Demnach läßt sich jede Landform als bestimmt durch Struktur, Vorgang und Stadium beschreiben. Unter Struktur verstehen wir dabei die Zusammensetzung und Lagerung der geschichteten oder Massengesteine der gehobenen Landmasse, sowie ihre ursprüngliche Höhe über der Erosionsbasis und ihre Uroberflächenform. In diesem Sinne verstanden, gibt es eine große Menge verschiedenartiger Strukturen, von denen in den folgenden Kapiteln über Ebenen, Plateaus, Bergland und Vulkane einige Beispiele gegeben werden.

15. **Verschiedene Arten von Erosionszyklen.** Wie bereits erwähnt, nennen wir diejenigen abtragenden Vorgänge, in deren Gruppe Flußerosion der wirksamste ist, Verwitterung, Gekriech usw. aber auch eine wesentliche Rolle spielen, die normalen, ihren Zyklus den „Zyklus normaler Erosion". In ähnlicher Weise ist die Einwirkung mariner Kräfte am Rande des Landes mit der Einwirkung von Wetter und Gekriech an den vom Meere eingeschnittenen Kliffen verbunden; die dadurch zuwege gebrachten Veränderungen werden unter dem Zyklus der marinen Erosion zu behandeln sein. Andere Abtragungsvorgänge sind die durch Gletscher in schneereichem Klima, von Wind in Trockenklima (aridem Klima) oder die durch Lösungstätigkeit des Wassers in

Landschaften löslicher Gesteine, wie es Kalk ist. So gibt es neben dem normalen und marinen Erosionszyklus solche glazialer, arider (äolischer) und lösender Erosion. Alle diese werden zu ihrer Zeit behandelt werden; an dieser Stelle mögen nur einige Erscheinungen des normalen Zyklus Platz finden.

16. **Die jungen Landformen.** Die bezeichnenden Merkmale junger Landformen sind: das Vorhandensein beträchtlicher Hochlandstücke, die erst wenig Veränderungen gegenüber den großzügig welligen Urformen, die aus der Hebung hervorgegangen sind, aufweisen; das Auftreten rasch fließender, konsequenter Flüsse, die reichlich groben Schutt durch enge, steilwandige, felsige Täler herabführen; die Haupttäler sind erst wenig verzweigt; die konsequenten Seen sind noch nicht völlig aus den Urbecken abgelaufen. Die Wasserscheiden sind erst wenig von den Urwasserscheiden nach Lage und Form verschieden. Die Gegenden, die durch die Hebung zu den höchsten wurden, sind es noch, und Tiefländer finden sich nur da, wo die Landmasse nur wenig gehoben ist.

17. **Die reifen Landformen.** Mit der Zeit erodieren die Flüsse ein ausgearbeitetes System von sich verzweigenden Tälern. Wenn diese sich so durchgängig entwickelt haben, daß wenig oder gar nichts mehr von der ursprünglichen Oberfläche erkannt werden kann, ist das Stadium der Reife erreicht. An die Stelle der großen, einfachen Formen der Jugend ist ein Gewirr von Tälern und Hügeln getreten. Die Stammflüsse haben ihre Betten so weit vertieft, daß ihr Gefäll gering und ihre Strömung schwach ist. Zur selben Zeit sind durch die Verwitterung die Talwände so weit zurückgeschoben worden, daß ihre jugendliche Steilheit einer mäßigen Neigung gewichen ist und daß reichlich kriechender Schutt die Hänge überzieht. Alle Seen der Jugend sind entweder durch Tieferlegung des Ausflusses abgeflossen oder sind von dem hineingespülten Schutt aufgefüllt worden.

Die höchsten Teile der Landschaft werden jetzt nicht notwendig von denen gebildet, die am meisten gehoben wurden, sondern von denjenigen Stellen, die widerstandsfähig genug sind, sich auch lange andauernder Verwitterung gegenüber zu erhalten. Außer den konsequenten Tälern, die sich in den Ursenken und auf den ursprünglichen Abdachungen entwickelt haben, gibt es viele neue Täler, die in dem früh angelegten konsequenten Netz nicht vorhanden waren, vielmehr allmählich durch Verwitterung und Erosion

da entstanden sind, wo Streifen wenig widerständiger Strukturen an den Wänden konsequenter Täler aufgedeckt wurden, auch wenn diese früher höher lagen als ihre Umgebung. Demzufolge sind es jetzt vornehmlich die widerstandsfähigen Strukturteile, die als Bergrücken und Gipfel überleben; zwischen ihnen hat eine zunehmende Anpassung der Flüsse an weiche und der Wasserscheiden an harte Gesteine stattgefunden, von der in der Anlage der Urflüsse und der Urwasserscheiden noch nichts zu erkennen war.

18. **Die alten Landformen.** Die verschiedenen Formen der Reife vergehen allmählich: das Relief der Berge wird immer schwächer; die Flüsse, die Schutt in geringerer Menge und von feinerem Korn als zuvor erhalten, vertiefen ihre Betten nur so weit, daß sie noch mit unmerklicher Strömung das Meer erreichen. Die Gebiete weicher Gesteine werden zu ebenen Tiefländern abgetragen, und selbst die harter überleben nur als flache Schwellen der Oberfläche. So verliert sich der Zusammenhang hoher Formen mit widerstandsfähigen und niedriger Formen mit nachgiebigen Strukturteilen, der für das Reifestadium so charakteristisch ist, allmählich, und es entsteht eine fast formenlose Ebene, in der die verschiedenen Strukturen gleichmäßig verschwinden. Ist die Landschaft von großer Ausdehnung und die langsam fließenden Ströme lang, so kann die Fläche an ihren Quellen einige hundert Meter hoch liegen. Je länger aber die abtragenden Vorgänge am Werke sind, desto niedriger und niedriger wird die Ebene.

Es geht aus dem Gesagten hervor, daß die einzelnen Teile einer Landschaft in jedem Stadium eines Erosionszyklus in systematischer Beziehung („Korrelation“) untereinander stehen; weiterhin daß durch die verschiedenen Stadien hindurch jeder einzelne Teil eine bestimmte Reihe von Veränderungen durchläuft. Dasselbe Prinzip gilt für den Zyklus mariner Erosion, den glazialer usw.

19. **Relief und Textur.** Noch zwei Erscheinungen müssen bei der systematischen Beschreibung einer Landschaft beachtet werden, nämlich das „Relief“ oder die örtlichen Höhenunterschiede ihrer einzelnen Gegenden und die Dichte ihrer Zerschneidung oder die „Textur“. Eine junge Landschaft kann eine große Höhe haben, und doch nur geringes Relief, wenn ihre hochgelegene Oberfläche noch nicht durch ein verzweigtes Talsystem zerschnitten ist. Das Hochland von Tibet ist ein gutes Beispiel dieser Art. Nur wo tiefe junge Täler eingeschnitten sind, kann man die mögliche Stärke des Reliefs

einer solchen Landschaft erkennen. Im Reifezustand ist das Relief am größten und am meisten wechselnd; doch kann eine anfangs nur schwach gehobene Landschaft niemals große Höhenunterschiede haben, wie durchgängig sie auch immer zerschnitten sein möge. Eine gealterte Gegend schließlich zeigt nur wenig Gegensätze zwischen hoch und tief.

Der Ausdruck „Textur" oder „Taldichte" bezeichnet die Menge der erosiven Täler auf einem bestimmten Raum. Gering ist die Taldichte, grob die Textur, wenn nur wenige, weit auseinanderliegende Täler vorhanden sind, von großer Taldichte und feiner Textur sprechen wir, wenn die Täler eng benachbart sind. In der Jugend ist die Textur meist grob, weil erst wenige Zweigtäler erodiert sind. Mit dem Nahen der Reife aber kann unter gewissen Bedingungen die Wand eines jungen Haupttales von unzähligen Schluchten durchfurcht werden, die ihrerseits zwischen sich zahllose Rücken und Sporne stehen lassen: das ist die feine Textur, wie sie z. B. die Bad-Lands halb wüstenhafter Landschaften aufweisen.

Es geht daraus hervor, daß außer Struktur, Vorgang und Stadium auch Relief und Taldichte bei der Beschreibung einer Landschaft erwähnt werden müssen. Bei der Bezeichnung der Methode der erklärenden Beschreibung können diese beiden Elemente indessen hinter den ersten drei zurückstehen.

20. **Vorgänge und Schutt.** In enger Beziehung zu den verschiedenen Landformen stehen die Kräfte, die sie schufen. In dem normalen Erosionszyklus sind die sichtbarsten Gestalter Bäche und Flüsse, die naturgemäß mit den Landformen zusammen in der Landschaftskunde behandelt werden müßten; doch ist ihnen in dem vorliegenden Grundriß ein besonderes Kapitel eingeräumt. In ähnlicher Weise müssen bei Behandlung des marinen Zyklus mit den Küstenformen zugleich auch Wellen und Strömungen betrachtet werden, bei dem glazialen Zyklus die Gletscher, bei dem ariden die Winde usw.

Bei allen Arten des Zyklus erfordern die klimatischen Faktoren in ihrem Einfluß auf die Verwitterung besondere Beachtung, dementsprechend auch der Schutt des Landes sorgfältige Beschreibung. An seinem Ausgangspunkt wird er durch die Verwitterung gebildet, durch die Abspülung entfernt, die Hänge mehr oder weniger weit mit Gekriech vorwärts bewegt und schließlich durch das Wasser im Flußbett zum Meere hin gespült. Auf diesem ganzen Wege nimmt

der Schutt charakteristische Formen an, überzieht mitunter als Decke eine ganze Landschaft so sehr, daß festes Gestein nur hier und da sichtbar wird. Als Sitz der Pflanzenwelt muß der Schutt besonders betrachtet werden, sobald es sich um die organische Seite der Geographie handelt.

21. Der praktische Wert des Schema des Zyklus. Der schematische Begriff des Erosionszyklus hat dadurch für die Geographie so großen Wert, daß er die Abfassung erklärender Beschreibungen von Landschaften so sehr erleichtert. Vielfache Erfahrung hat gezeigt, daß er wirklich eine Hilfe für die Vorstellung ist, wenn eine Landschaft von einer bestimmten Struktur beschrieben wird, die ein bestimmtes Stadium im normalen Zyklus erreicht hat: die kurze Feststellung, daß die Struktur so oder so ist, befähigt den mit dem Zyklusbegriff Vertrauten zu einer allgemeinen Vorstellung von der Landmasse und ihrer Urform. Wird dann gesagt, daß die Landschaft im normalen Erosionszyklus ein jugendliches Stadium erreicht hat, so ist es ihm sofort klar, daß die Urform erst wenig verändert worden ist, daß nur hier und da dahinrauschende Flüsse enge konsequente Täler erodiert haben. Wird die Landschaft als „spätreif" beschrieben, so weiß er sofort, daß sie wohlgerundete und meist mit einer Schuttdecke überzogene Hügel hat, weit offene Täler mit schwachem Gefäll usw., stehen doch alle diese Formen in systematischer Beziehung zueinander.

Je vollständiger das Schema entwickelt wird, desto größer ist sein praktischer Wert, denn mit den Namen idealer Formen, die von deren Ursprung abgeleitet sind und den systematischen Veränderungen im Erosionszyklus Rechnung tragen, werden die bestehenden Landformen am besten beschrieben. Je besser man die Korrelation der verschiedenen Elemente einer Landschaft in einem bestimmten Stadium der Entwicklung versteht, desto größer ist die Unterstützung, die diese erklärende Methode der Behandlung der Formen des Landes gewährt.

22. Komplikationen des normalen Zyklus. Wir haben bis jetzt angenommen, daß eine Landmasse nach rascher Hebung so lange still steht, bis sie zu der formenlosen niedrigen Ebene des Alters abgetragen ist. Augenscheinlich ist das nur eine von vielen möglichen Annahmen. Z. B. kann die erste Hebung langsam vor sich gehen, so langsam, daß Erosion und Verwitterung schon ein großes Werk hinter sich haben, ehe die Landmasse stillsteht. In

diesem Fall sind die Formen der Jugend nicht sehr deutlich und gehen rasch in die der Reife über, besonders wenn es sich um eine weiche Struktur handelt.

Es kann auch statt des Stillstandes während des ganzen Erosionszyklus eine erneute Bewegung der Landmasse gegenüber der Erosionsbasis einsetzen, und zwar eine Hebung oder Senkung oder ein Zerbrechen, rasch oder langsam, des Ganzen oder einzelner Teile. Dann findet eine „Unterbrechung" des ersten Zyklus statt, und ein zweiter wird eingeleitet. In solchem Fall müssen die im ersten Zyklus entwickelten Formen als die Urformen des zweiten betrachtet werden. Es ist klar, daß, wenn der erste Zyklus im Reifestadium unterbrochen wird, seine Formen als Urformen des nächsten eine weit größere Mannigfaltigkeit besitzen, als wenn ein ebener Meeresboden oder eine alte Abtragungsebene um den gleichen Betrag sich verschoben hätte.

Wenn einfache Hebung vorliegt, so müssen die Flüsse als „wiederbelebt" oder „verjüngt" beschrieben werden, weil sie ihre Tätigkeit von neuem beginnen und sich in die neu gehobene Landmasse tiefer einschneiden, bis sie wieder ein mäßiges Gefäll zur Erosionsbasis erreicht haben. Ist mit der Hebung eine stärkere oder schwächere Schrägstellung verbunden, und nimmt dadurch das Gefäll einzelner Flüsse ab, so können diese als „verzögert" beschrieben werden, nimmt es zu, als „beschleunigt". Ist die Schrägstellung sehr stark, so kann sie das Flußnetz des früheren Zyklus auslöschen, und ein neues, den neuen Hängen konsequentes, entsteht.

Der normale Ablauf eines Zyklus kann, ohne daß eine Bewegung gegenüber der Erosionsbasis, eine „Unterbrechung", eintrete, doch allerlei sonstige „Störungen" erleiden. Dahin gehören vulkanische Ausbrüche, es können Lavaströme ausfließen, welche den Flüssen ihr Bett verlegen. Eine Klimaänderung, deren Ursachen wir noch wenig kennen, kann eintreten; eine Landschaft im Trockenklima kann dadurch stärkere Niederschläge erhalten oder eine andere, in der die normalen Vorgänge herrschen, kann mit Schnee und Eis überzogen werden und dadurch glazialer Erosion unterworfen.

Es geht aus alledem hervor, daß das Schema des Zyklus eine ungeheure Mannigfaltigkeit natürlicher Landschaften umfaßt, von denen jede dadurch beschrieben wird, daß man jedem der Faktoren die entsprechende Stelle anweist, sei es die Struktur, seien es die verschiedenen Lagen, zu denen die betreffende Landmasse

gehoben wurde, oder die verschiedenen Arten abtragender Vorgänge, wie Wetter und Wasser, Wetter und Gletscher, Wetter und Wellen, oder endlich die verschiedenen Unterbrechungen und Störungen. Einige Beispiele dieser Behandlungsart enthalten die folgenden Kapitel.

Literatur.

Wichtige Lehr- und Handbücher der Physischen Geographie und Geologie des Landes:

A. Penck, Morphologie der Erdoberfläche. 2 Bde. Leipzig 1894. Neudruck 1910.

E. Kayser, Lehrbuch der Geologie. I. 3. Aufl. 1909. II. 3. Aufl. 1908.

F. Löwl, Geologie (Klar, Erdkunde XI). Wien 1906.

A. Supan, Grundzüge der Physischen Erdkunde. 4. Aufl. Leipzig 1908.

A. Penck, Die Erdoberfläche in Geogr. Handbuch her. von A. Scobel. I. 5. Aufl. Leipzig 1909.

F. Freih. von Richthofen, Führer für Forschungsreisende. 1886. Neudruck. Hannover 1901.

Th. C. Chamberlin—R. D. Salisbury, Geology. I. 2. Aufl. London 1906.

R. D. Salisbury, Physiography. London 1907.

A. de Lapparent, Traité de Géologie. 3 Bde. 5. Aufl. Paris 1906.

A. de Lapparent, Leçons de Géographie Physique. 3. Aufl. Paris 1907.

E. de Martonne, Traité de Géographie Physique. Paris 1909.

de la Noë—E. de Margerie, Les formes du terrain. Paris 1888.

J. van Baren, De Vormen der Aardkoorst. Groningen 1907.

Einzelne Nachweise:

A. Penck, Die Physiographie als Physiogeographie in ihren Beziehungen zu anderen Wissenschaften. Geogr. Zeitschrift XI. 1905. 249.

A. Penck, Beobachtung als Grundlage der Geographie. Berlin 1906.

Th. Arldt, Die Gestalt der Erde. Beiträge zur Geophysik. VII. 1905. 283.

Th. Arldt, Die antipodische Lage von Land und Meer. Beiträge zur Geophysik IX. 1907. 78.

W. M. Davis, The Geographical Cycle. Geogr. Journal XIV. 1899. 481.

W. M. Davis, Complications of the geographical cycle. Report of the VIII. International Geogr. Congress. 150.

W. M. Davis, The systematic description of land forms. Geogr. Journal XXXIV. 1909. 300.

KAPITEL VI.

DIE DARSTELLUNG VON LANDFORMEN IN KARTEN, PROFILEN UND DIAGRAMMEN.

Wir werden uns in den folgenden Kapiteln, die sich mit den verschiedenen Formen des Landes beschäftigen, häufig gewisser Darstellungsweisen für dieselben bedienen müssen, die einer Erläuterung bedürfen.

1. **Die Karte.** Die verbreitetste Art der Darstellung von Teilen der Erdoberfläche ist die Karte. Da unsere Karten eben sind, die Erde aber eine Kugel, so ist, wenn es sich um größere Teile derselben handelt, eine einfache Übertragung nicht möglich, wir bedürfen zur Kartenzeichnung des Hilfsmittels einer Projektion. Wir finden sie in der Gestaltung des Gradnetzes auf der Karte wieder; es gibt sehr verschiedene Projektionen, der Geograph hat darauf zu achten, daß er eine solche wählt, die flächentreu ist, d. h. alle Flächen im Verhältnis des Maßstabes verkleinert wiedergibt. Der Maßstab und seine Angabe ist der zweite Bestandteil einer vollständigen Karte; in Zahlen soll er die Form 1 : x haben, z. B. 1 : 100 000, 1 : 25 000, außerdem aber bringt man ihn am besten auch graphisch, d. h. in Form einer Linie an, auf der das Abgreifen von Entfernungen mit dem Zirkel ohne weiteres möglich ist (Abb. 36). Er bezieht sich immer nur auf die Länge, niemals auf die Fläche, d. h. alle Strecken sind beispielsweise 100 000mal verkürzt, um aber auf der Erdoberfläche das dem Rahmen des Blattes entsprechende Stück zu bedecken, braucht man 100 000 × 100 000 Blätter.

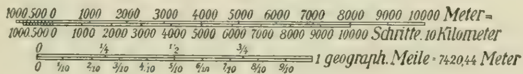


Abb. 36. Maßstabschema (1 : 200 000).

Der „Karteninhalt" umfaßt das ganze Kartenbild mit Ausnahme der Projektion; er wird gewöhnlich in „Situation" und „Terrain" zerlegt.

Die Situation umfaßt die Grundrißfiguren aller geographischen Gegenstände, die Küsten, die Ortschaften, die Gewässer, die Wege usw. Bei Karten größeren Maßstabes ist es noch möglich, alle diese Objekte geometrisch richtig, d. h. mit ihrem wahren Grundriß einzutragen. Bei Karten kleinerer Maßstäbe wird das mehr

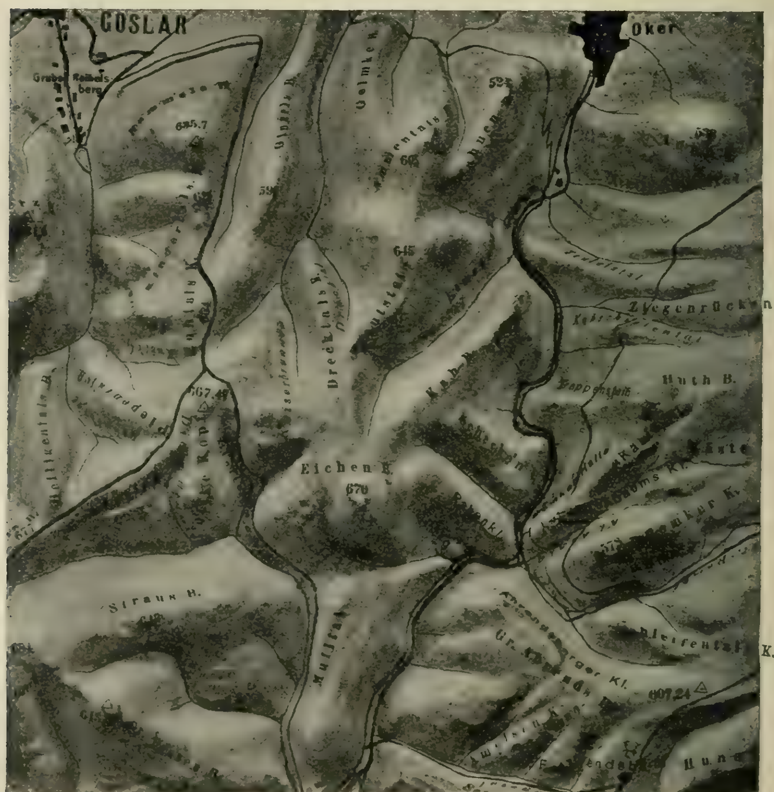


Abb. 38. Terraindarstellung durch Schummerung.

und mehr unmöglich, und man greift zu Zeichen, den Signaturen, z. B. ein Ring für eine Ortschaft, während gar zu kleine Gegenstände mehr und mehr fortfallen, andere, wie Wege, Bahnen, Flüsse breiter gezeichnet werden müssen, als es dem Maßstab entspricht. Gibt die Karte auch noch die Bodenbedeckung an, wie Wald, Wiese, Felder usw., so mehrt sich die Zahl der Signaturen sehr (Abb. 37).

Zur Darstellung des Terrains ist eine genügende Zahl von Höhenmessungen nötig, die sich auf den Meeresspiegel beziehen. Da derselbe in seiner Lage schon durch die Wellenbewegung beständig schwankt, so knüpfen die Messungen an die Nullpunkte der Pegel an, die den Meeresstand dauernd registrieren. Aus langjährigen Beobachtungen ergibt sich der mittlere Wasserstand, der den Zahlenangaben zugrunde liegt; eine darauf bezügliche Bemerkung enthalten die meisten topographischen Karten. Da die bloße Beschreibung einer Karte mit Höhenzahlen, wie sie für die Tiefenzahlen bei Seekarten üblich ist, kein Bild des Reliefs gewähren kann, so bedient man sich verschiedener Methoden zur Veranschaulichung der Höhenverhältnisse. Ausschließlich diesem Zweck, aber nicht den Forderungen der Wissenschaft genügt die Schummerung (Abb. 38); sie ist da zulässig, wo genaue Höhenmessungen mangeln, weil sie ein übersichtliches, rasch zu entwerfendes Terrainbild gibt, also für rasche Skizzen im Feld, auf Forschungsreisen. Aber auch hier wird die Schummerung ersetzt oder jedenfalls ergänzt durch die Methode der Formlinien. Es sind das Linien, die die Punkte gleicher Höhe miteinander verbinden, die aber nicht auf genauen Messungen zu beruhen brauchen und nicht voneinander gleichen Vertikalabstand haben, sondern nach Bedürfnis enger und weiter gezogen werden (Abb. 39). Die Formlinien sind das beste Hilfsmittel für eiliges Notieren von Formbeobachtungen während der Feldarbeit; kann man ihnen einige Höhenzahlen, die mit dem Aneroidbarometer gewonnen sind, beifügen, so steigt der Wert der Skizze natürlich. Beruhen die Formlinien auf einem ausgedehnten System von Höhenmessungen und sind gleichabständig, so bezeichnen wir sie als Schichtlinien oder Isohypsen, und diese sind die wissenschaftlich beste Methode der Höhendarstellung (Abb. 40). Sie verbinden dann in Wirklichkeit alle Punkte gleicher Höhe miteinander, und da ihr vertikaler Abstand im Bereiche des Kartenwerkes überall der gleiche ist, so gestatten sie die Feststellung der

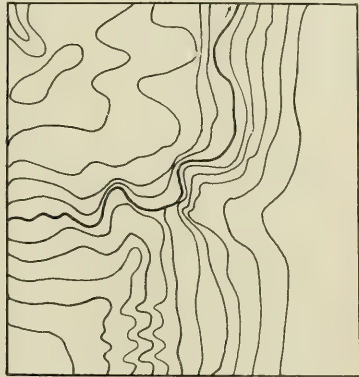


Abb. 39. Skizze in Formlinien.

Höhenlage jedes beliebigen Punktes sowie die Berechnung des Böschungswinkels. Die 0 m-Schichtlinie ist die Uferlinie, die 10 m-Schichtlinie gibt uns an, wie die Uferlinie verlaufen würde, wenn das Meer um 10 m stiege.

Die Methode der Schichtlinien oder Isohypsen hat den Nachteil, daß ihr Bild nicht genügend anschaulich und relativ schwer lesbar ist. Man hat diesem Mangel auf verschiedene Weise abzu-

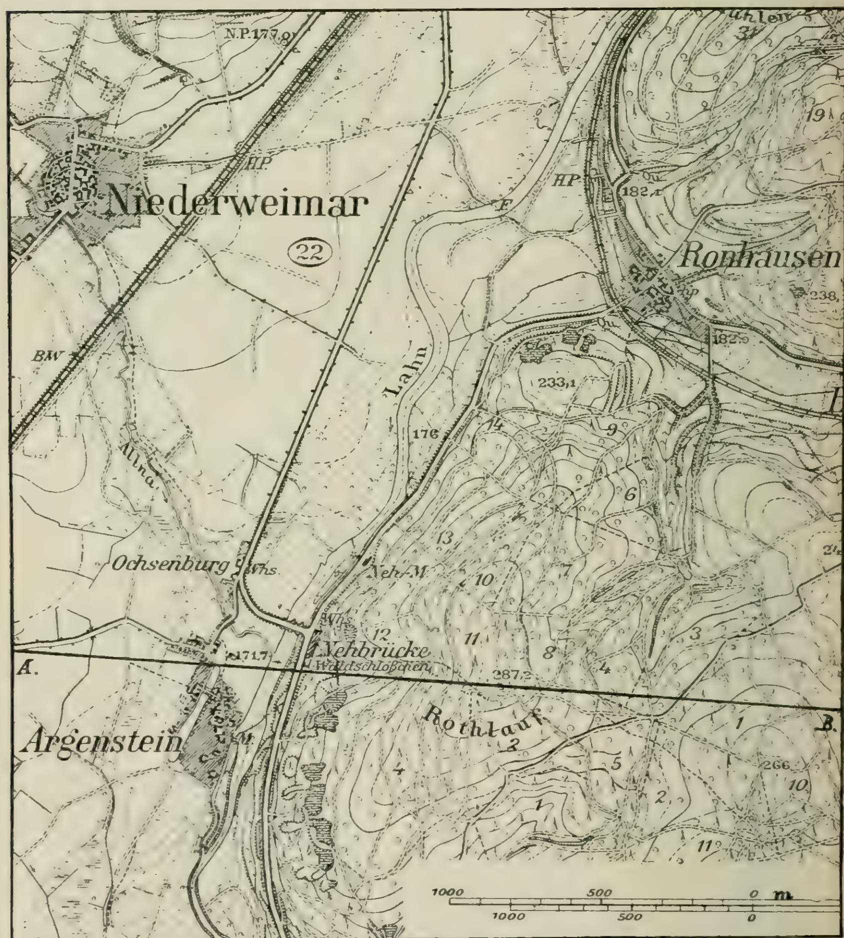


Abb. 40. Karte mit Terraindarstellung in Isohypsen (1 : 25000).
A—B Profillinie der Abb. 42.

helfen versucht. Weit verbreitet auf topographischen und Atlaskarten ist die Methode der Vertikalschraffen, die von militärischer Seite erfunden ist und gepflegt wird (Abb. 41). Die Vertikalschraffen geben die Böschung anschaulich wieder, sie stehen an jeder Stelle senkrecht zur Isohypse in der Richtung, in der ein Wassertropfen abfließen würde, wenn es sich um eine Felsplatte



Abb. 41. Karte mit Terraindarstellung in Schraffen (1 : 100 000).

handelte. Bei senkrecht von oben kommendem Lichteinfall lautet das Prinzip der Schraffen: je steiler, desto dunkler, je flacher, desto heller; eine horizontale Ebene bliebe also ganz weiß. Zu ihrer Konstruktion bedürfen die Schraffen des Systemes der Isohypsen, und eine Karte, die beide Darstellungsweisen enthält, ist eine sehr brauchbare Grundlage für morphologische Arbeiten. Nicht so die reine Schraffenkarte ohne Schichtlinien, wie die Karte des Deutschen Reiches 1 : 100 000; es ist auf ihr nicht möglich, die Höhenlage jedes Punktes zu bestimmen und Profile zu konstruieren, wenn sie auch eine gute Anschauung des Reliefs gewährt. Noch besser ist das der Fall, wenn, wie bei der Dufour-Karte der Schweiz 1 : 100 000, schräge Beleuchtung gewählt wird, d. h. wenn man sich die Lichtquelle im NW in einer Höhe von 45° über dem Erdboden denkt. Dann werden alle dem Licht zugewandten Hänge hell, die abgewandten dunkel, ohne Rücksicht auf ihre Steilheit, und die Kämme treten sehr gut hervor (vgl. z. B. Stielers Handatlas „Alpenländer"). Man hat ferner mit gutem Erfolg die Zwischenräume zwischen zwei Schichtlinien farbig angelegt, etwa nach der Skala je höher desto heller oder in anderer Weise; diese Karten behalten die Vorzüge der Isohypsenkarten und vereinigen sie mit leichter Anschaulichkeit.

2. **Das Profil.** Außer den angeführten gibt es noch manche andere Methoden der Höhendarstellung, die hier nicht erwähnt zu werden brauchen. Der Morphologe wird in erster Linie die Karten mit Schichtlinien gebrauchen, die ihm auch als Grundlage zur Herstellung von Profilen dienen, einem wichtigen Hilfsmittel für Formstudien. So wie sich der Botaniker, der Zoologe mit Hilfe von Schnitten über den Aufbau irgendeines organischen Gebildes unterrichtet, so konstruiert der Geograph seine Profile, um sich eine Landform und ihre Entstehung leichter verständlich zu machen. Ein Profil ist ein senkrechter Schnitt durch die Erdrinde, seine Konstruktion, sofern es nicht nur eine Skizze sein soll, setzt eine Höhenschichtenkarte voraus. Die Linie, längs welcher das Profil zu legen ist, kann eine natürliche oder künstlich gewählte sein, im ersteren Fall z. B. ein Bachlauf, im zweiten z. B. eine gerade Linie, die man senkrecht zum Gefäll über einen Abhang zieht. Während man für die Karte mit einem Maßstab auskommt, bedarf es bei einem Relief der Auswahl zweier, eines für die Länge, eines zweiten für die Höhe. Ist der letztere größer, was meist erforderlich ist, so ist das Profil

überhöht; diese „Überhöhung", die also eine Verzerrung der wirklichen Verhältnisse der Erdoberfläche bedeutet, muß möglichst gering sein, während andererseits das, was dargestellt werden soll, auch zum Ausdruck kommen muß. Z. B. im Maßstab 1 : 25 000 sind 100 m = 4 mm; wenn das Profil noch geringere oder nur diese Höhen-

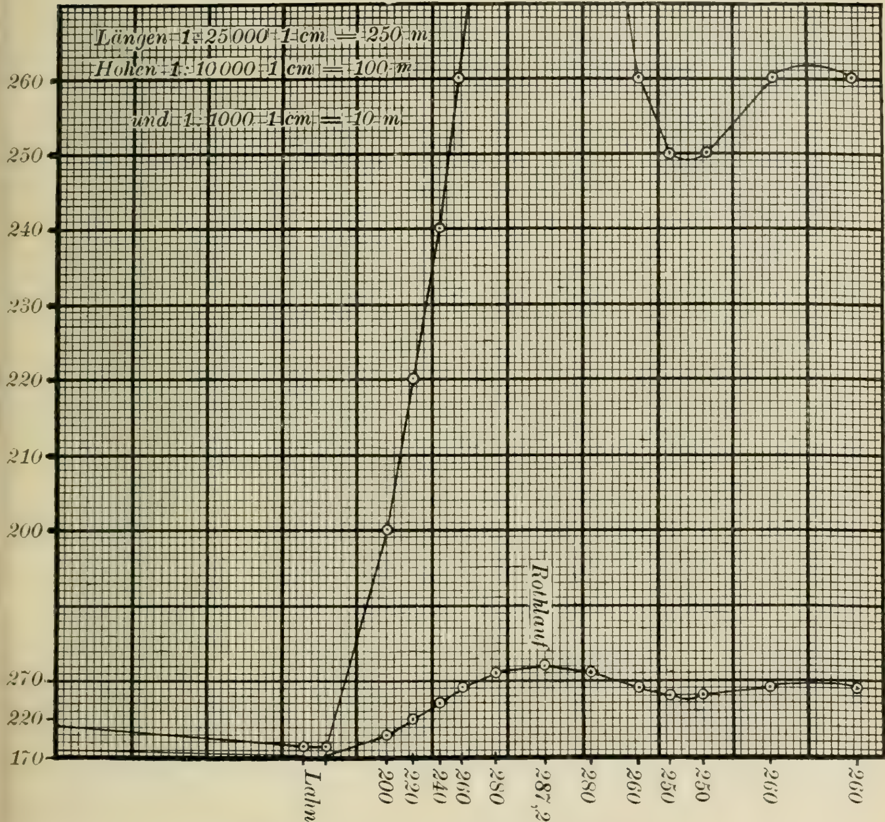


Abb. 42. Schema zur Anleitung zur Profilzeichnung.
(Linie *A—B* der Abb. 40.)

unterschiede aufweist, so muß es überhöht werden, denn diese Unterschiede lassen sich kaum genügend genau zeichnen; z. B. auf 1 : 10 000, wo 100 m = 1 cm sind. Beide Maßstäbe müssen angegeben werden. Enthält ein Profil geologische Eintragungen und soll richtig sein, so muß der Schnitt so liegen, daß die Schichten

senkrecht zum Streichen getroffen werden. Die Zeichnung selbst erfolgt am besten auf Millimeterpapier; man geht zweckmäßig vom höchsten oder tiefsten Punkt des Profils aus und konstruiert zuerst die Längen, d. h. die Abstände der Stellen vom Ausgangspunkt, an denen die einzelnen Isohypsen von der Profillinie geschnitten werden; danach wird in jedem dieser Punkte das ihm in der Höhe entsprechende Lot errichtet oder gefällt. Zum Schluß verbindet man die Endpunkte der Lote durch eine Linie, diese ist dann das Profil (Abb. 42).

3. **Das Blockdiagramm.** Eine vorteilhafte Art der Darstellung von Landformen sind die Blockdiagramme, welche die Form der Oberfläche in unmittelbarer Verbindung mit der Struktur des Untergrundes zeigen, die man in den Querschnitten an den Seiten des Blocks sieht. Es wird im Verlauf der Darstellung immer klarer hervortreten, daß die Struktur des Untergrundes von allergrößtem Einfluß auf die Form der Oberfläche ist, wie sie durch die verschiedenen zerstörenden Vorgänge ausgestaltet wird. Wenn man also eine erklärende Beschreibung der Landschaft geben will, ist es immer wünschenswert, die Beziehung zwischen der Struktur und der Oberflächenform hervorzuheben, wie es in Diagrammen geschieht. Die Konstruktion derartiger Zeichnungen lernt sich leichter als die Schreibkunst; der Wert dieser Darstellung ist so groß, daß jeder wissenschaftlich tätige Geograph einige Zeit der Übung seiner Hand in der Konstruktion von Blockdiagrammen widmen sollte.

Man kann die Blöcke in verschiedenen Stellungen zeichnen, wie es Abb. 50 und 51 zeigen. Die Reliefform der Oberfläche erhält man leicht durch die Konstruktion von Profilen der gewünschten Form an den Rändern des Blockes, wobei darauf geachtet werden muß, daß die Profile an den Seiten gegenüber denen am vorderen und hinteren Rande verkürzt werden. Nähere Erläuterungen geben die Abb. 52, 53 und andere.

Anhang.

Die wichtigsten topographischen Kartenwerke:

Deutsches Reich.

Meßtischblätter 1 : 25 000. Schichtlinien. Ausführung und Benennung in den einzelnen Staaten ein wenig verschieden.

Karte des Deutschen Reiches (Generalstabskarte) 1 : 100 000. Schraffen, schwarze und farbige Ausgabe (letztere mit Schichtlinien).

Topographische Übersichtskarte des Deutschen Reiches 1 : 200 000. Schichtlinien; farbig.

Frankreich.

Carte dite de l'État-Major 1 : 80 000. Schraffen; schwarz.

Nouvelle Carte de la France 1 : 50 000. Schichtlinien und Schummerung; farbig. (Erst wenige Blätter vorliegend.)

Carte de France 1 : 200 000. Schichtlinien und Schummerung; farbig.

Großbritannien.

Ordnance survey map of Scotland, England and Wales 1 : 63 360. Schraffen; schwarz.

Österreich-Ungarn.

Spezialkarte der österreichisch-ungarischen Monarchie 1 : 75 000. Schichtlinien und Schraffen; schwarz.

Generalkarte von Mitteleuropa 1 : 200 000. Schraffen; farbig.

Schweiz.

Topographischer Atlas der Schweiz (Siegfried-Atlas) 1 : 25 000 und 1 : 50 000. Schichtlinien; farbig.

Topographische Karte der Schweiz (Dufour-Karte) 1 : 100 000. Schraffen; schwarz.

Italien.

Carta topografica del Regno d'Italia. 1 : 100 000. Schichtlinien und Schraffen; schwarz oder farbig.

Belgien.

Carte topographique de la Belgique 1 : 40 000. Schichtlinien; schwarz.

Niederlande.

Topographische en militaire Kaart van het Koninkrijk der Nederlanden 1 : 50 000.

Norwegen.

Topografisk Kart over Kongeriget Norge 1 : 100 000 (Nordl. Del; sydl. Del). Schichtlinien und Schummerung; farbig.

Schweden.

Generalstabens Karta öfver Sverige 1 : 100 000. Schichtlinien; schwarz.

Karta öfver norra Sverige 1 : 200 000. Schraffen und Formlinien; farbig.

Dänemark.

Kaart over Danmark 1 : 100 000. Farbig. Maalebordsbladene 1 : 20 000. Schichtlinien; schwarz. — Island 1 : 50 000; farbig.

Rußland.

Kriegstopographische Karte des europäischen Rußland 1 : 126 000.

Spanien.

Mapa de España 1 : 50 000. Schichtlinien; farbig.

Portugal.

Carta chorografica de Portugal 1 : 100 000. Schichtlinien; schwarz.

Vereinigte Staaten von Nordamerika.

U. S. Geological Survey Topographic folios 1 : 62 500. Schichtlinien; farbig.

Topographic folios 1 : 125 000. Ebenso.

Reconnaissance maps 1 : 250 000. Ebenso

Algerien-Tunis:

Carte topographique de l'Algérie 1 : 50 000. Schichtlinien und Schummerung; farbig.

Carte de l'Algérie 1 : 200 000. Schichtlinien und Schummerung.

Carte de la Tunisie 1 : 50 000. Schichtlinien und Schummerung; farbig.

Carte de la Tunisie 1 : 200 000. Schummerung.

Indexkarten der topographischen Kartenwerke im Geographischen Jahrbuch und in Petermanns Geographischen Mitteilungen.

Die geologischen Kartenwerke sind im Geologenkalender verzeichnet.

Literatur.

B. Schulze, Das militärische Aufnehmen. Leipzig 1903.

W. Stavenhagen, Geschichtliche Entwicklung des Preußischen Militärkartenwesens. Geogr. Zeitschrift. VI. 1900. 435.

W. Stavenhagen, Skizze der Entwicklung und des Standes des Kartenwesens des außerdeutschen Europa. Pet. Mitt. Erg. H. 148. 1904.

Jos. Röger, Die Geländedarstellung auf Karten. München 1908.

Kartenausschnitte gibt A. Heller, Die Tätigkeit des bayer. Topograph. Bureaus in den letzten 10 Jahren. Mitt. Geogr. Ges. München. 3. 1908.

Kartensammlungen zum Studium.

40 Blatt der Karte des Deutschen Reiches 1 : 100 000 ausgewählt für Unterrichtszwecke, herausgegeben von der Kartographischen Abteilung der Kgl. Preußischen Landesaufnahme. Berlin 1910.

R. D. Salisbury — W. W. Atwood, The interpretation of topographic maps. U. S. Geol. S. Prof. P. 60. Washington 1908.

KAPITEL VII.

EBENEN UND PLATEAUS.

DER EINFLUSS DES BODENBAUS AUF DIE VERTEILUNG DER BEVÖLKERUNG.

Der Reisende, der etwa aus Südwestdeutschland kommend über Luxemburg, Namur, Brüssel einem belgischen Seebad zustrebt, wird auf der Fahrt einer auffälligen zonaren Anordnung der Bodenformen, der Produkte des Bodens und der Verteilung der Bevölkerung gewahr, er passiert mehrere Gürtel, die im allgemeinen der Küste annähernd parallel verlaufen (Abb. 43). Zwischen Luxemburg und Namur kreuzt die Bahn die nahezu bis 700 m ansteigenden Ardennen, eine einförmige, etwas zertalte und spärlich bevölkerte Hochfläche. Sie ist aufgebaut aus sehr harten, dunklen Gesteinen, die langsam verwitternd kaum Boden genug liefern, um Ackerbau zu erlauben; die Hochfläche senkt sich langsam nach NW und wird in dieser Richtung von Flüssen zerschnitten, die der Maas zuströmen.



Abb. 43. Kartenskizze der belgischen Küstenebene.

An diesem Fluß plötzlich ein ganz anderes Bild; wir erreichen eine dicht bevölkerte Industriegegend, eine schmale Zone, die sich über Charleroi und Lüttich nach W und O weithin erstreckt. Die Industrie ist an das Vorkommen von Kohlen geknüpft, das Land wird schwarz von Ruß und Rauch und wimmelt von Menschen. Die Bahnstrecke fällt bei Namur stark, bis auf ungefähr 80 m über dem Meere, aber es geht nun nicht in langsamer Senkung weiter zur Küste, sondern die Bahn ersteigt eine steile Höhe, die

unweit von Namur 200 m erreicht. Mit einem Schlage ist die Industriezone wieder zu Ende und ein blühendes Landwirtschaftsgebiet erreicht. Wohl sehen noch hier und da die gefalteten und aufgerichteten dunklen Schichten des Schiefergebirges hervor, aber je weiter wir nach N kommen, desto mehr überdecken sie ungestört lagernder fruchtbarer Lehmboden und lockere gelbliche Schichten, die, weil sie eben die älteren Gesteine überziehen, einer viel jüngeren Zeit der Erdgeschichte ihre Entstehung verdanken. Auf die steile südliche Abdachung zum Maastal folgt in der Landschaft Brabant eine sehr allmähliche Abdachung nach N hin bis in die Gegend von Brüssel, das nur noch 20 m hoch liegt. Flache Täler zerschneiden diese Nordabdachung in einzelne breite, rundliche Rücken, über die sich nur wenige isolierte Tafelberge erheben.

Hier treten wir aus dem Hügelland heraus auf eine 10—20 m hoch gelegene Ebene, die aus losen, weißen Sanden besteht. Im Westen durch die Nachbarschaft zur Düngung benutzbarer Tone fruchtbarer, ist sie im Osten ein überaus dünn bevölkerter Heide- und Moorstreifen, der sich scharf vom Hügelland mit seiner dichten Bevölkerung abhebt. An die Stelle der Felder treten ausgedehnte Nadelwaldungen. Die Gewässer dieses ganzen Gebietes sammelt in westöstlichem Laufe die Schelde, an der sich Gent und Antwerpen zu bedeutenden, volkreichen Handelsstädten entwickelt haben. Gent liegt nur noch etwa 6 m über dem Meere, und von hier führt ein Kanal durch niedriges Land nach Brügge, wo wir die echte Marschenzone betreten. Das Land liegt unter dem Meeresspiegel und wird künstlich entwässert; es ist aus Schlick- und Tonschichten aufgebaut, die oft Reste mariner Tiere als ein Zeugnis ihrer Bildungsweise enthalten. Zahllose, am Rande meist baumbestandene Gräben durchschneiden die Landschaft, die wegen der großen Feuchtigkeit der Viehzucht, und nicht dem Ackerbau dient; wiederum finden wir die Beschäftigung der Bevölkerung abhängig vom Boden. Weithin dehnen sich die Marschen nach Westen und nach Osten an der holländischen und deutschen Küste aus, wo sie durch große Strandseen und Ästuare unterbrochen werden. Vom Meere trennt sie nur noch der Dünengürtel — vom Winde zusammengewehte Sandberge — ein unproduktiver Landstrich. Und abermals wandelt sich, wenn wir diese neue Bodenform erreichen, die Beschäftigung der Bewohner. Im Schutze der Dünen liegen Fischerdörfer, und die seefahrttreibende Bevölkerung sammelt sich in Hafenstädten. Neben

ihnen, die vom Verkehr mit England leben, blühen Badeorte auf, in denen die Bewohner des Binnenlandes Erholung suchen, und höchste Kultur entfaltet sich in der Öde der Dünen am Gestade des Meeres.

Dies einfache Beispiel dient zur Erläuterung der engen Verbindung, die zwischen dem Boden eines Landes und seinen Bewohnern besteht. Es ist kein Zufall, daß wir die dichteste Bevölkerung und die Industrie im Tale der Maas finden, daß im Hügellande Ackerbau getrieben wird und in den Marschen Viehzucht. Für die hier entwickelten Grundsätze lassen sich überall auf der Erde Beispiele aufweisen. Der Geograph muß daher die verschiedenen Landformen kennen, er muß ihre Böden und ihre Erzeugnisse berücksichtigen, um dann die Beziehungen aufdecken zu können, die zwischen Mensch und Erde bestehen.

Die beste Methode, zu einem Verständnis der Landformen zu gelangen, ist die Untersuchung ihres Ursprunges. Die Erscheinungsweise der einzelnen Gürtel in dem entwickelten Beispiel wird uns verständlicher sein und leichter im Gedächtnis haften, wenn wir gelernt haben, wie sie sich bildeten. Die Erklärung und die Beschreibung müssen daher in der physischen Geographie Hand in Hand gehen.

DIE KÜSTENEBENEN.

1. Die Ausgangsform. Es ist eine an Küsten häufige Erscheinung, daß ein Bergland unmittelbar vom Meere bespült wird (Abb. 44). Die Wellen branden an den Vorsprüngen des Landes und schleifen sie zu Kliffen ab; da wo die größeren Flüsse an ihrer Mündung ein Delta vorschieben, grenzt niedriges Land an die See. Von hier aus, einerseits von den Verwitterungsprodukten der Berge, andererseits von den Kliffen wird dem Meere immer mehr Schutt zugeführt, der den ohnehin flachen Seeboden allmählich aufhöht. So wird uns verständlich, daß, während das Land abgetragen und durch die Wirkung von Verwitterung und Flüssen mit starkem Relief versehen wurde, in dieser Zeit der Meeresboden sich auf Kosten des Landes erhöht hat. Die Tiefe und Zahl der Täler erlaubt einen Schluß auf den Mengenbetrag dieses Vorganges, und wir erkennen bei einem Blick auf das Land sofort, daß bereits recht viel Schutt dem Meere zugeführt worden ist. Die Dretsche bringt ihn uns wieder als Kies, Sand und Schlamm herauf, je weiter ab vom Lande, desto feiner ist das Sediment.

Ein zertaltes Land wie das geschilderte trägt nur in Ausnahmefällen eine dichtere Bevölkerung, liegen doch nur in den Tälern Streifen flachen Landes, die sich zur Besiedlung eignen. Ein großer Teil der Bewohner drängt sich dann in den Städten an der Mündung der bedeutenderen Flüsse zusammen. Am Ufer entlang ist Wegebau nicht möglich, denn viele der Kliffe tauchen bei Flut direkt mit ihrem Fuß ins Meer, ohne daß ein Vorstrand bliebe; es muß also beim Verkehr von einem Ort zu dem eines benachbarten Tales immer ein Bergrücken überstiegen werden. Ein großer Teil der Bevölkerung in den Seestädten erwirbt seinen Unterhalt durch Seefahrt und Fischerei, obgleich nur wenig geschützte Häfen vorhanden sind, da die Küste annähernd gerade verläuft.

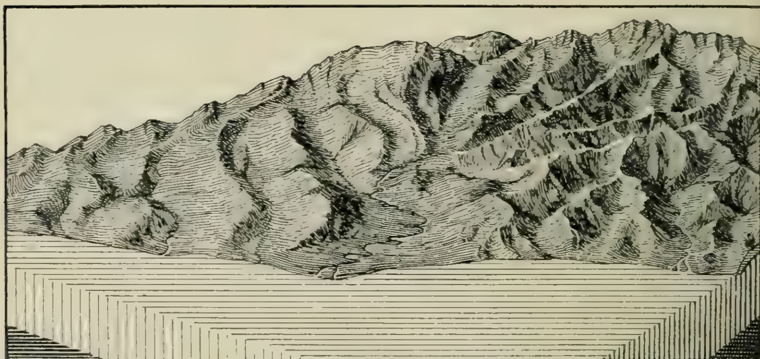


Abb. 44. Bergland am Meer.

Die Küste des Mittelmeeres von Nizza über Genua bis Spezia ist ein gutes Beispiel dieser Art, jedoch dichter als gewöhnlich bevölkert. Die bergigen Vorsprünge erheben sich schroff aus dem Wasser, in den Tälern zwischen ihnen stürzen die Gewässer gleich Wildbächen auf dem kürzesten Wege zu ihrer Mündung hinab. Kleine Dörfer schmiegen sich in die Winkel der Küste, während die Boote der Fischer doch vor auflandigen Stürmen nicht geschützt sind. Der Hafen von Genua ist erst durch künstliche Wellenbrecher brauchbar gemacht; die Eisenbahn, die dem Ufer folgt, durchbohrt im Tunnel die vielen Vorsprünge. Nicht minder schwierig war der Wegebau; die Straßen schlingen sich in großen Bogen um die Bergvorsprünge oder müssen sie übersteigen.

2. **Die junge Küstenebene.** Abb. 46 zeigt eine Landschaft,

in der die Vorberge in ein Flachland übergehen, das seinerseits sich sanft zum Meere abdacht. Es besteht aus unverfestigten Schichten von Kies, Sand und Ton die seewärts einfallen, und neben Schalenresten mariner Tiere Gerölle der Gesteine enthalten, die in den Bergen im Hintergrund vorkommen. Solch ein Flachland nennen wir eine „Küstenebene“. Die geringe Neigung der Ebene über dem Wasser setzt sich in dem nur allmählich tiefer werdenden Meeresboden fort. Die Form des Landes ist hier natürlich für den Menschen und seine Beschäftigung viel günstiger als in dem Beispiel, das Ausgangspunkt unserer Betrachtung war.

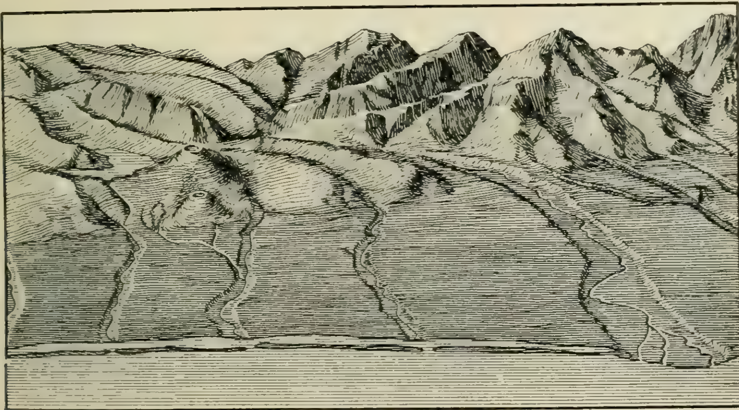


Abb. 45. Ansicht einer jungen Küstenebene mit den Bergen des Altlandes im Hintergrund.

Die Ebene wird durch die Flüsse, die vom Bergland kommen und in flachen Tälern dahinfließen, in eine Reihe gleichartiger Streifen senkrecht zur Küste zerlegt. Jeder dieser Landstreifen, die wir als „Riedel“ bezeichnen, ist so eben, daß ein großer Teil des Regenwassers in den Boden eindringt, anstatt in Rinnsalen und Bächen abzufließen. Der Boden ist ja auch locker, besteht die Ebene doch, wie erwähnt, aus Schichten von Geröllen, Kies, Sand und Ton, deren oberste ihre Fläche bildet. In den Geröllen und Kiesen erkennt man oft die härteren Steine des hügeligen Hinterlandes wieder; der Ton enthält nicht selten die Schalen von Tieren, die in dem angrenzenden Meere lebend gefunden werden.

Im Laufe der Zeit werden durch das bei Regengüssen herabstürzende Wasser Schluchten in die Hänge, die zu den größeren

Tälern führen, eingerissen. In derselben Weise, nur in entsprechend längerer Zeit, sind diese Haupttäler selbst von den sie durchströmenden Flüssen ausgehöhlt worden. Später einmal wird die Ebene mehr zerschnitten, also reifer sein, als sie es gegenwärtig ist, und früher einmal war sie es noch weniger, ganz ungegliedert am Anfang ihrer Entwicklung.

Angesichts all dieser Tatsachen kommen wir zu dem Schluß, daß die Küstenebene einst ein Teil flachen Meeresbodens war und daß damals die Landschaft dem meerumspülten Bergland glich, von dem wir ausgingen. Seit jener Zeit muß sich die gegenseitige Höhenlage von Land und Meer verändert haben, der Teil des Seebodens, der jetzt die Küstenebene bildet, ist trocken gelegt worden. Mit anderen Worten, es liegt hier ein Beispiel einer Landschaft vor, in der kürzlich durch Hebung ein neuer Erosionszyklus begonnen hat. Des weiteren ergibt sich, daß die Ebene allmählich aus den Zerstörungsprodukten der Hügel und Berge im Hintergrund aufgebaut worden ist, die wir, weil zeitlich vorangehend, als „Altland“ bezeichnen können. Der innere Rand der Ebene ist die frühere Küste; die Flüsse des Altlandes haben ihren Lauf durch das sich neu vorlegende Flachland verlängern müssen („verlängerte“ Flüsse), um die neue Küste, dem Gefäll folgend, zu erreichen, sie sind daher konsequent. Die wenigen kleinen Rinnsale, die in selbständigem Laufe die See erreichen und sich auf der Ebene selbst entwickelt haben, sind ebenfalls als konsequent zu bezeichnen, während „insequente“ sich an verschiedenen Stellen der Hänge der Haupttäler ausbilden.

Da die Ebene höher liegt als zuvor, so streben die Flüsse naturgemäß danach, ihre Betten bis hinab zum Spiegel des Meeres an ihrer Mündung zu vertiefen; damit werden auch die Täler tiefer und gleichzeitig durch die Abspülung an den Hängen breiter. Beim Erreichen des Meeres ist die auf dem Gefäll beruhende Kraft des Flusses zu Ende, seine Erosion hört auf, und so bezeichnen wir, wie bereits erwähnt, den Meeresspiegel als die „Erosionsbasis“ der Landschaft. Solange das Land seine gegenwärtige Höhenlage beibehält, wird unter dem beständigen Angriff der atmosphärischen Kräfte die Ebene nach und nach erniedrigt und kommt im Laufe der Jahrtausende ihrer Erosionsbasis näher und näher. In der hier besprochenen Küstenebene ist in dem Tal des Hauptstromes ein Teil dieser großen Aufgabe nahezu gelöst, aber die Riedel sind noch kaum von der Erosion berührt.

Die erklärende Methode der Beschreibung der Landformen wird durch dies einfache Beispiel gut erläutert. Die gegenwärtigen Formen der Küstenebene müssen zunächst einmal behandelt werden als hervorgegangen aus der ursprünglichen Ebene, deren Merkmale sie noch zeigen; sodann sind die Veränderungen zu untersuchen, welche diese Ausgangsform unter dem Angriff von Wind und Wetter während des gegenwärtigen Zyklus erlitten hat. In unserem Fall ist noch viel von der Ausgangsform erhalten, und nur die Täler und ihre Gehänge sind jüngere Umbildungen.

Die Oberfläche eines jeden Streifens der Ebene ist so gleichmäßig in Form und Beschaffenheit, daß Siedlungen in regelloser Verteilung auf ihr angelegt werden können. Die Wege zwischen ihnen laufen auf langen Strecken geradlinig, sie brauchen kein Hindernis zu überwinden. Auf den größeren Flüssen bringen Schiffe von den Bergen im Hinterlande her die Erzeugnisse der Bergwerke und Steinbrüche, der Wälder und Gebirgsweiden. Eine Stadt in der Nähe der See bildet den Markt für die Erträge des Ackerbaues, die freilich bei dem vielfach sandigen Boden der Ebene nicht immer sehr reich sind.

An der Küste bilden sich unter der Wirkung der Wellen aus dem Sand, den die stürmische See vom Grund her hinzuführt, Sandriffe im flachen Wasser. Sobald sie trocken liegen, bedecken sie sich bei günstigem Klima mit Vegetation, und um die Pflanzen häuft der Wind den Sand zu Dünen an. So entstehen „Lidi", die sumpfige „Lagunen" mit ruhigem Wasser vom offenen Meere abschnüren. Hier und dort halten sich die Gezeiten einen Ein- und Ausgang (Tief) offen, und gegenüber solchen Stellen, die eine Durchfahrt gewähren, entwickeln sich auf dem Festlande Fischerdörfer.

Einige Beispiele mögen das Gesagte erläutern. Einzelne Streifen einer sehr schmalen Küstenebene, die nur etwa 1 bis 1,5 km breit ist, ziehen sich stellenweise an der Westküste von Schottland entlang. Sie sind noch schmaler als das in Abb. 45 dargestellte Beispiel, so daß die Felder sämtlich vom Altland bis zum Ufer reichen. Die Häuser der Bauern liegen meist am inneren Rande der Ebene. An den Abhängen des Altlandes sind nur wenige Strecken urbar gemacht; überall weiden Schafe. Die Oberfläche der kleinen Ebene liefert fast allein den Lebensunterhalt der Bewohner. Die Ostküste von Mexiko in der Gegend von Veracruz wird von einer Küsten-

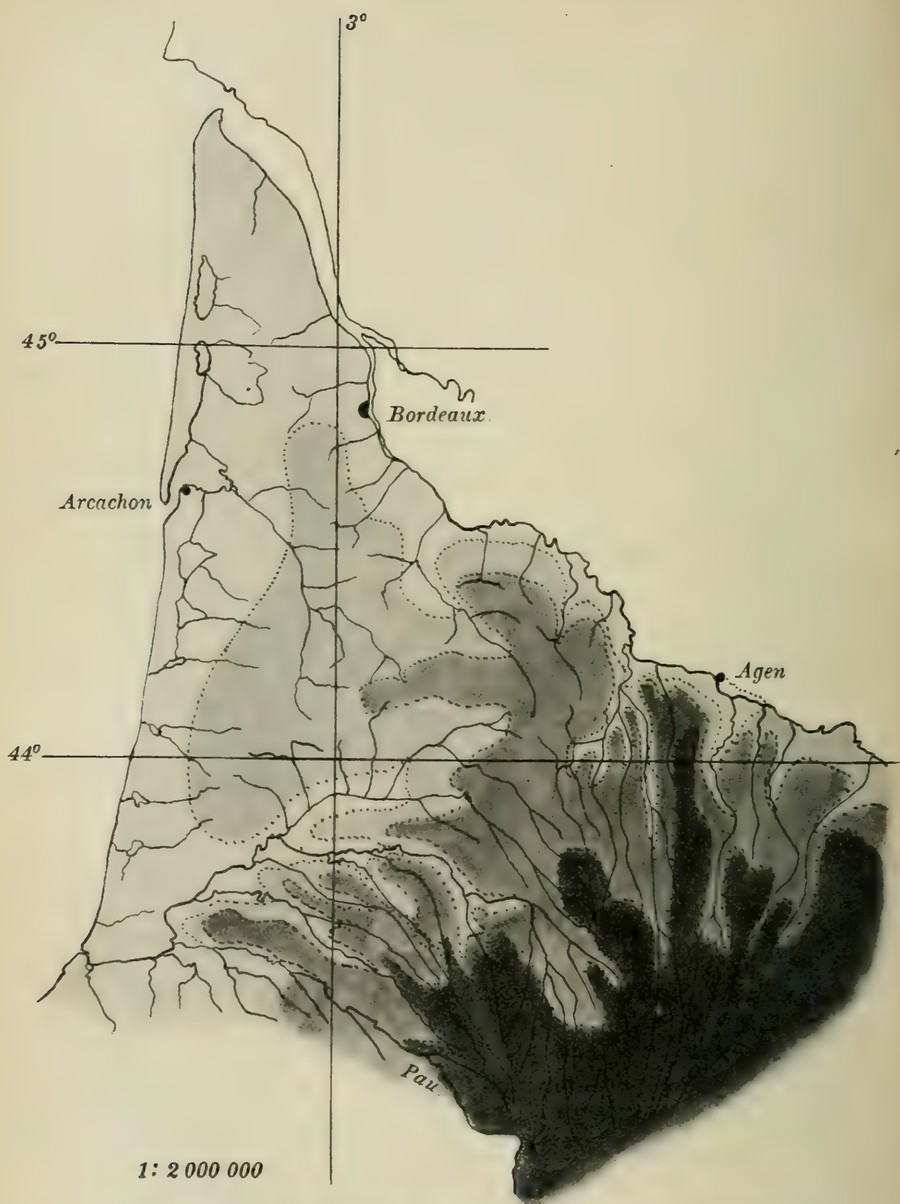


Abb. 46. Skizze der Küstenebene der Gascogne. Höhenschichten in 100 m Abstand.

ebene gebildet, die etwa 75 km breit ist, hinter der sich die Berge rasch erheben. Von den Vulkanen des Altlandes aus ziehen Lava- und Ascheströme auf die Küstenebene hinaus. Der niedrige Landstrich ist sandig, vom Fieber heimgesucht und relativ unfruchtbar. Veracruz, der Haupthafen des Hochlandes im Innern, besitzt nur eine kaum geschützte Reede an der offenen Küste. Von der Westküste Südamerikas in Chile hat bereits Darwin eingehend junge Küstenebenen beschrieben.

In ähnlicher Weise werden die Hochlande von Dekan auf der vorderindischen Halbinsel im Osten von einer sich langsam senkenden Küstenebene umrahmt, die ebenfalls etwa 75 km breit ist. Sie besteht aus geschichteten Kiesen, Sanden und Tonen mit den Schalenresten von marinen oder Brackwassertieren. Einige große Flüsse, der Godavari und Kistna, die umfangreiche Gebiete des Altlandes entwässern, haben ihren Lauf durch die Ebene hindurch verlängert und schieben Deltas in die See vor. Madras, die Hauptstadt der Ebene, hat keinen Hafen; erst ein künstlicher Wellenbrecher gewährt überhaupt die Möglichkeit, bei stürmischem Wetter zu landen.

Auf europäischem Boden gibt die Landschaft Gascogne ein gutes Beispiel einer jungen Küstenebene. Ihre Oberfläche ist glatt, nur unbedeutend zertalt und steigt nach innen bis zu 130 m über dem Meeresspiegel an (Abb. 46), wo sich dann das zugehörige Altland, die Pyrenäen, mit ihrem Schottervorland anschließen. Die geradlinige Küste ist nahezu hafenlos, hinter dem mächtigen Dünenwall liegen Strandseen, die allmählich aufgefüllt werden. Nur das Haff von Arcachon ist zum Meere hin geöffnet und bietet kleinen Schiffen Zuflucht. Im ganzen ist die Küste infolge der starken Brandung in ihrer Entwicklung dem Lande vorausgeeilt.

3. **Die reif zerschnittene Küstenebene.** Abb. 47 stellt eine Küstenebene dar, die wesentlich breiter ist als die bisher besprochenen. Die äußere Zone derselben ist noch wenig zerschnitten und gleicht der Ebene in Abb. 45; der innere Teil aber ist stark von Tälern durchsetzt, und die größeren Flüsse haben viel breitere Täler als zuvor. Eine erhebliche Veränderung in der Höhenlage zwischen Land und Meer ergibt sich aus der beträchtlichen Erhebung und Breite der Ebene; ebenso müssen wir aus der größeren Arbeitsleistung der konsequenten Flüsse und der insequenten Nebenflüsse bei der Ausbildung der Täler schließen,

daß eine längere Zeit seit der Hebung des inneren als des äußeren Teiles verflossen ist.

Die Schichten einer breiten Küstenebene sind im allgemeinen in der Nähe der früheren Küste von gröberer Beschaffenheit, und je

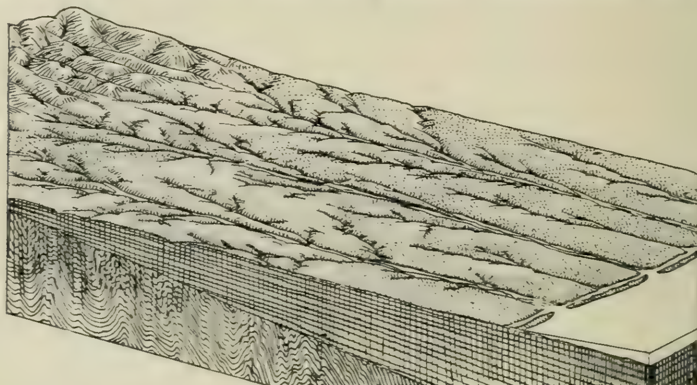


Abb. 47. Reif zerschnittene Küstenebene.

näher man dem jetzigen Ufer kommt, desto feiner wird ihr Korn. Während der langsamen Hebung des Landes sind verschiedene Arten von Sedimenten abgesetzt worden, entsprechend dem allmählichen Rückzug des Meeres von der Ebene. Demnach sind die Bodenarten in Zonen angeordnet, die ungefähr der Küste parallel verlaufen.

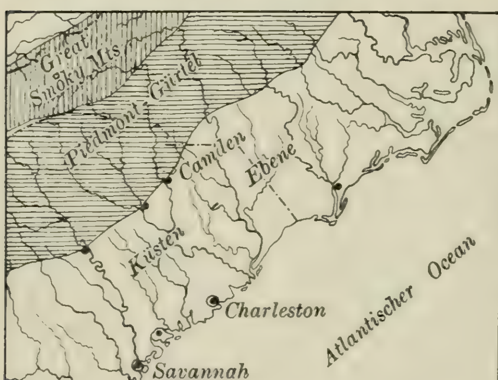


Abb. 48. Küstenebene der östlichen Vereinigten Staaten.

Ein gutes Beispiel dafür bietet die atlantische Küstenebene der südlichen Vereinigten Staaten, von der Abb. 48 einen charakteristischen Teil darstellt. Sie läßt sich nach ihrer Bodenbeschaffenheit und Form in der Küste parallele Zonen einteilen und wird außerdem dadurch in Streifen senkrecht zur Küste zerschnitten, daß mehrere große Flüsse sich vom Hinterland

aus dem „Piedmont“-Gürtel durch die Ebene hindurch verlängert haben, während überdies auf der Ebene selbst viele kleine insequente Zuflüsse dieser Ströme sich entwickelten.

Die äußerste Zone längs der Küste ist eine vollkommene Ebene, mit lichten Kiefernwäldern und Grasfluren bedeckt; sie steigt nach innen um etwa 0,5 m auf 1000 m bei 75 km Breite. Der durchaus unentwickelten Entwässerung wegen muß die Fläche als sehr jung angesehen werden. Weiter nach dem Binnenlande zu wird die langsam steigende Oberfläche ein wenig wellig, sie ist stärker zerschnitten, daher ist sie länger der Erosion ausgesetzt gewesen; der Boden ist besser als in dem äußeren Gürtel und eignet sich zum Anbau von Baumwolle. Wandern wir weiter, so ist der Boden noch stärker zerschnitten, die Riedel gehen in rundliche „Rücken“ von hügeliger Form über; es wird wiederum sandig; von den Anhöhen hat man schöne Ausblicke auf die tieferen Teile der Ebene. Abermals 150 km weiter im Lande ist das Hügelland 200 m hoch und mit Wäldern bedeckt. Durch unregelmäßig verzweigte insequente Flußläufe ist es reif zerschnitten, das Relief viel stärker als an der Küste. Hier ist die ursprüngliche Oberfläche der Ebene vollständig aufgelöst, nur die Kammlinie der runden Rücken liegt noch annähernd in ihrer Höhe. Dann kommt das Altland, der Piedmont-Gürtel, hier mit nur mäßigen Höhenunterschieden; von ihm stammt das Material der Schichten der Ebene, und hier schneiden jetzt die Flüsse enge Täler in ihre früheren weiten Talböden ein. Aus alledem ergibt sich, daß diese Küstenebene allmählich gehoben wurde, so daß der innere Rand länger der Erosion ausgesetzt war und infolgedessen weiter im Zyklus fortgeschritten ist als die äußeren Teile.

Die Bodengürtel der Ebene sind von großem Einfluß auf Lebensweise und Beschäftigung der Einwohner. Auf weniger sandigem Boden wird Baumwolle gebaut, auf den großen Sandflächen finden sich Kiefernwälder, die viel Bauholz, Teer und Terpentin liefern. In der Nähe der Küste, wo es sumpfig ist, gedeiht der Reis. In einzelnen Schichten tritt reichlich Kalkphosphat auf, das zur Verbesserung der sandigen Felder gebraucht und als Düngemittel ausgeführt wird. Dagegen fehlt es in der Küstenebene ganz an Bausteinen, weil die Zeit seit dem Absatz der sie zusammensetzenden Schichten nicht genügt hat, dieselben zu verfestigen. Ebenso fehlt natürlich Bergbau auf Erze oder Steinkohlen.

Die Täler der Flüsse, die sich von dem Altland her verlängert haben, sind im inneren Teile der Ebene etwa 150 m tief eingeschnitten, d. h. so weit, daß eine fortschreitende Tieferlegung ihres Bettes noch näher an die Erosionsbasis heran ihnen nicht möglich ist, ohne daß sie die Geschwindigkeit verlören, die ihnen der Transport der dem einzelnen zugefallenen Menge Schuttes erlaubt. Ihre Nebenflüsse haben das Land auf beiden Seiten einige Kilometer weit zerschnitten und die frühere ebene Fläche dadurch in ein unregelmäßiges Hügelland aufgelöst. Nach dem Meere zu werden die Täler breiter und die Ebene immer weniger zerschnitten, auf den sumpfigen Talböden entwickeln die Flüsse große Krümmungen.

Der nördliche Appennin wird an seiner Ostseite von einer zerschnittenen Küstenebene umsäumt, die, aus unverfestigten Tonen und Sanden erbaut, jetzt im spätreifen Entwicklungsstadium ist. Die größeren Täler, wie die der konsequenten Flüsse Reno und

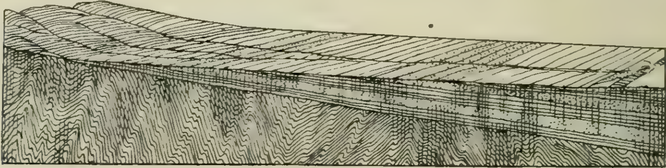


Abb. 49. Erläuterung zur Anlage artesischer Brunnen. Die punktierten Schichten führen Wasser.

Lamone, die sich vom Altland des Hauptappennin her verlängerten, sind breit und offen; die kleineren Flüsse, z. T. lokal konsequent oder insequent, haben auch kleinere Täler. Die Hügelrücken zeigen die ebene Oberfläche nicht mehr, die sie in dem früheren Entwicklungsstadium als Riedel besessen haben müssen, sondern sind zugerundet mit mäßig geneigten Hängen. Wo die Küstenebene sich zur Adria senkt, ist ihr Rand glatt vom Meere abgeschnitten, so daß alle die in die Hügel eingeschnittenen Kliffe annähernd eine gerade Linie bilden. Wo sie sich zur Poebene senkt, geschieht das in unregelmäßig verteilten, allmählich eintauchenden Hügeln. Die adriatische Küste ist hafenlos, mit Ausnahme der wenigen Stellen, an denen die Mündungen der kleinen Flüsse wenigstens Fischerbooten Schutz gewähren. Berg und Tal sind zum größten Teil in Kultur genommen, da die Hänge fast überall nur mäßig geneigt sind.

Für die Besiedlung der Küstenebene ist die Möglichkeit der

Wasserbeschaffung von großer Bedeutung. Das Wasser, das in den höheren sandigen Teilen der Ebene fällt, sickert dort ein und folgt als langsam sich bewegender Grundwasserstrom dieser Sandschicht, die oft von wasserundurchlässigen Tonschichten begleitet wird. Durchfährt der Bohrer die obere dieser Tonschichten, so steigt das Wasser mit starkem Druck in die Höhe, weil seine Ursprungsstelle viel höher liegt als der Ort, an dem die Schicht angebohrt wurde. Brunnen dieser Art nennt man „artesisch" (Abb. 49).

4. **Die Fall-Linie.** An einem großen Fluß, der eine Küstenebene vom Altland her durchströmt, findet man oft eine durch Stromschnellen bezeichnete, sehr scharfe obere Grenze der Schiffbarkeit. Sie liegt da, wo der eingeschnittene Fluß von dem steileren Gefäll am Rand des widerstandsfähigen Gesteines des Altlandes in das

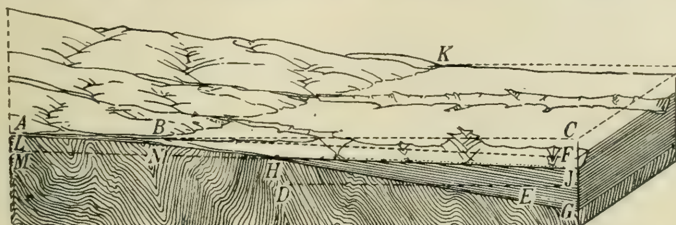


Abb. 50. Diagramm der Fall-Linie.

nahezu horizontale Bett übergeht, das er sich in den weichen Schichten der Küstenebene geschaffen hat.

Abb. 50 mag das Gesagte erläutern: *BC* bezeichnet den Stand des Meeres zu der Zeit, als sich die Schichten der Küstenebene *FBG* auf der unterseeischen Fortsetzung des Altlandes *BG* bildeten. Bevor sich die Ebene über den Wasserspiegel erhob, hatten die größeren Flüsse schwach geneigte Täler *AB* ausgebildet, die zu der damaligen Erosionsbasis *B* hinunterführten. Jetzt möge die Erosionsbasis in Höhe von *DE* liegen. Der große Fluß hat bereits ein nahezu horizontales Bett *HJ* in die weichen Schichten der Ebene eingeschnitten, während er in dem harten Fels des Altlandes sein Bett nur von *AB* auf *LNH* vertiefen konnte. Solange die Strecke *NH* steil genug ist, um Stromschnellen zu bilden, solange bezeichnet *H* die obere Grenze der Schiffahrt; eine Linie, die alle diese Stellen an den verschiedenen größeren Flüssen verbindet, heißt die „Fall-Linie". An ihr entwickeln sich in der Regel größere

Siedelungen, denen die starken Wasserkräfte der Flüsse eine lebhafte Industrie gestatten, zumal diese Orte an der Grenze von zwei so stark verschiedenen Landschaften wie des Altlandes und der Küstenebene liegen.

5. Die gesunkene zerschnittene Küstenebene. Die auf Abb. 51 dargestellte Landschaft scheint auf den ersten Blick nicht zur Klasse der Küstenebenen zu gehören. Lange, seichte Meeresarme treten zwischen die hügeligen Ausläufer des Landes. Große Flüsse, die aus dem Hinterland kommen, münden in die inneren Winkel der Buchten; kleine Bäche ergießen sich aus den Tälern des Hügellandes in die Nebenbuchten.

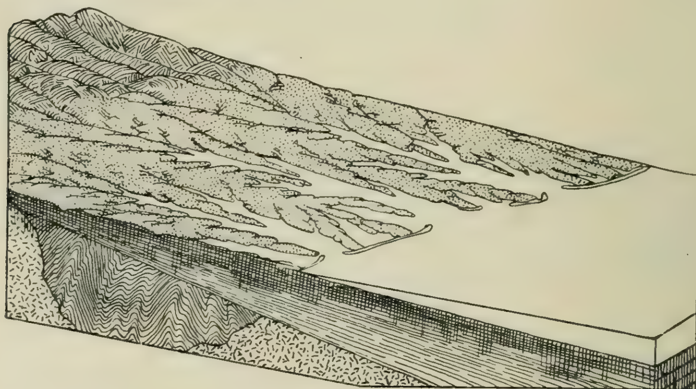


Abb. 51. Reif zerschnittene, dann gesunkene Küstenebene.

In den Buchtköpfen bilden sich sumpfige Deltas; die Landvorsprünge zwischen den Meeresarmen sind zu niedrigen Kliffen abgeschliffen, in deren Abbrüchen Schichten von Sand und Ton sichtbar werden. Ganz besonders stark sind die Kliffe an den äußersten Landvorsprüngen am offenen Meer entwickelt; diese werden untereinander durch aus Sand aufgebaute, schwach gekrümmte Haken und Nehrungen verbunden, so daß die kleineren Buchten vielfach nur noch durch Tiefs zugängig sind.

Diese eigenartige Landschaft ist nichts anderes als eine Küstenebene, die zum Teil gesunken ist. Als die Täler „ertranken", waren sie bereits durch konsequente und zahlreiche insequente Flüsse breit ausgebildet und die Ebene zwischen ihnen in reife Hügelreihen zerschnitten. Jetzt, nach der Senkung, liegen die niedrigsten

Teile des früheren Landes an den Küsten unter Wasser, die breiten Talböden sind zu Buchten geworden, die weit hinaufgreifen, und nur die Hügelreihen blieben als zackige Landarme stehen. Die vorher so einfache Uferlinie hat sich in eine sehr unregelmäßige verwandelt.

Der Wechsel in der Höhenlage zwischen Land und Meer ist dem in dem vorigen Beispiel behandelten entgegengesetzt. Wir haben eine Küstenebene vor uns, die in einem Erosionszyklus reif zerschnitten wurde. Diesen unterbrach eine Senkung, durch welche die Täler ertranken und die neue unregelmäßige Uferlinie zustande kam, an der die Wellen erst wenig von der großen Arbeit verrichtet haben, die sie ausführen müssen.

Verteilung und Beschäftigung der Bevölkerung auf teilweise ertrunkenen Küstenebenen sind in besonders hohem Maße durch die Bodengestaltung bedingt. Der größere Teil der Tiefländer längs der Täler ist verloren gegangen, so daß die Bewohner ganz auf die hügeligen Landarme beschränkt sind, die nicht ganz untertauchten. Gewöhnlich folgt ein Hauptweg der Mittellinie eines jeden der größeren Landstreifen und berührt die im Hügelland belegenen Ansiedlungen; Seitenwege zweigen nach den Winkeln der größeren Buchten ab, wo sich eine zweite Gruppe von Ortschaften findet, deren Bewohner z. T. die Fischerei in den kleineren Wasserarmen ausüben. Wichtigere Sammelpunkte der Bevölkerung sind einmal die Stellen, an denen die Hauptströme aus dem Hinterland münden, und dann die Ausgangspforten zum offenen Meere, wo eine Lücke in den Sandstreifen freien Verkehr gestattet, ist doch die äußere Küste sonst ungastlich und ohne Landungsplatz.

Ein gutes Beispiel einer teilweise ertrunkenen Küstenebene ist die südrussische Küstenlandschaft am Schwarzen Meer in Bessarabien und Chersson.

Das Altland des inneren Rußland, aus harten alten Gesteinen bestehend, verschwindet in etwa 300 bis 400 m Meereshöhe unter einer Decke mariner Schichten, die zum Schwarzen Meere hin abfallen und nach der Küste hin ununterbrochen jünger werden. Die im Bereich des Altlandes, das stark abgetragen ist, unsicher umherirrenden Flüsse nehmen auf der Küstenebene eine bestimmte Laufrichtung zum Meere hin an, ihre Täler sind einander parallel und tief eingeschnitten. In der Nähe des Meeres gehen die Flüsse ganz allmählich in Küstenseen über, die „Limane“ genannt werden,

während die Ebene sich zwischen ihnen weiter fortsetzt, um am Meere mit einem steilen Hang, einem Kliff, zu enden.

Augenscheinlich haben wir hier eine zerschnittene Küstenebene vor uns, die nach der Zerschneidung eine Senkung erlitt, so daß das Meer in die Mündungen der Flüsse eintrat. Die Flüsse begannen Deltas in die Seen vorzuschieben, während das Meer die Küste angriff, die Kliffe schuf und die sich bildenden Schuttmengen am Ufer entlang verschob. So finden wir jetzt die Küstenseen zum Teil durch Deltas erfüllt, die Küste „ausgeglichen", d. h. in der Linie der Kliffe sind über die Mündung der Limane hinweg Haken und Nehrungen aufgebaut, die manche ganz, andere teilweise vom Meere abgeschlossen haben; sie heißen hier „Peressyp". Am Fuß der Kliffe an den Landvorsprüngen zeigt uns ein steiniger Vorstrand den Weg, den der Schutt am Ufer entlang zurücklegt.

Während die Oberfläche der inneren Schichten der Küstenebene mit fruchtbarer Schwarzerde bedeckt und ein blühendes Ackerbaugebiet ist, fehlt aus dem südlich anschließenden über 100 km breiten Streifen des „Steppenkalkes" diese Decke bis zum Meere hin, und an die Stelle der Äcker treten Steppen, auf denen vornehmlich extensive Viehzucht getrieben wird.

Ein weiteres Beispiel, das hierher gehört, bietet die Atlantische Küstenebene der Vereinigten Staaten von der Delaware Bay bis zum Pamlico Sund; besonders die Chesapeake Bay ist ein umfangreiches ertrunkenes Talsystem.

6. **Hebung und Senkung.** Die oben angeführten Beispiele haben deutlich genug gezeigt, daß Hebungen und Senkungen zu verschiedenen Zeiten und an vielen Stellen stattgefunden haben. Es muß an dieser Stelle hervorgehoben werden, daß diese Bewegungen als Verschiebungen gegenüber dem Meeresspiegel anzusehen sind, und nicht als solche gegenüber dem Erdmittelpunkt, der sich nicht als Basis eignet. Es ist klar, daß sich das Bild einer Hebung der Küste bietet, wenn die Oberfläche des Meeres sinkt und der Schein einer Senkung erzeugt wird, wenn der Meeresspiegel sich hebt und gegen das Land vordringt. Aber in diesem Fall müßten sich die Veränderungen in nahezu gleichem Betrag an allen Küsten zeigen, wenn man von vorübergehenden Bewegungen des Landes absieht. In den Beispielen, die hier besprochen sind, waren die Verschiebungen so lokaler Art, daß es richtiger ist, sie einem Wechsel in der Höhenlage des Landes

gegenüber dem Meeresspiegel zuzuschreiben, als einer allgemeinen Schwankung der Oberfläche der Meere.

Obgleich der Geograph mit den Erscheinungen der Hebung und Senkung als einem Mittel, erklärende Beschreibungen verschiedener Landformen zu geben, sehr vertraut sein muß, so hat er doch nichts mit den Ursachen der Schwankungen zu tun. Dieses schwierige Problem gehört in den Bereich der Geologie, wo ihm bisher noch keine genügende Erklärung zuteil wurde; doch möge hier kurz angeführt sein, daß wir keinen Grund haben, irgendeine Verbindung der hier angeführten langsamen Hebungs- und Senkungsvorgänge mit vulkanischen Erscheinungen anzunehmen.

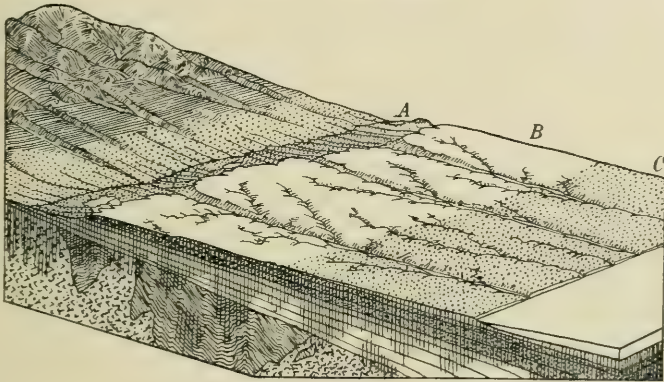


Abb. 52. Zonar gegliederte Küstenebene.

7. **Die zonar gegliederte Küstenebene.** Abb. 52 zeigt eine Landschaft, die zwischen einem hügligen Hinterland und einer neuen Küstenlinie liegt, deren Schichten seewärts einfallen, die sich in der Form aber doch von den bisher behandelten Küstenebenen unterscheidet. Sie läßt sich leicht in drei Gürtel einteilen, deren jeder 20, 30 und mehr Kilometer breit sein mag. Der innerste (*A*) ist ein Tiefland, aufgebaut aus weichen Schichten und bedeckt mit feinem, tiefem Boden; diese Schichten tauchen allmählich unter die mittlere Zone (*B*) ein, die ein Oberland aus festeren Schichten und mit dünner Bodendecke ist, einige 100 m höher als das Tiefland; hier fallen die Schichten etwas steiler als die Oberfläche ein, so daß sie unter der ganz außen gelegenen schmalen Küstenniederung (*C*) verschwinden, die ihrerseits aus den obersten Gliedern der ganzen Schichtserie besteht, die seewärts einfallen. Diese ver-

schiedenen Gürtel wiederholen die zonare Anordnung der Böden, wie wir sie bei der breiten Küstenebene kennen gelernt haben, doch mit dem Unterschied, daß hier in der Mitte eben eine höhere Zone verläuft, die das Tiefland an der Küste von dem inneren Tiefland trennt. Das Oberland fällt nach innen steil ab, senkt sich dagegen nach außen in allmählichem Abfall zur Küstenniederung. Man bezeichnet derartig gestaltete Oberländer als „Schichtstufen" oder mit einem spanischen, in Mexiko gebräuchlichen Namen als „Cuesta", die Stufe selbst auch vielfach als „Escarpement", ihren Steilhang als „Stirn", den sanften Hang als „Stufenlehne".

Die Ursache für diese Verteilung von hoch und tief ist darin zu suchen, daß die unteren Schichten der Küstenebene weicher sind als die mittleren; da, wo die Erosion sie erreicht, sind sie bereits zu einem Tiefland abgetragen, während die widerständigen mittleren Schichten sich in größerer Höhe erhalten.

Die Entwässerung einer zonar gegliederten Küstenebene vollzieht sich auf folgende Weise. Die größeren Flüsse, die von dem Hügelland im Hintergrunde kommen, haben sich, dem Urgefäll folgend, verlängert und laufen auf geradem Wege dem Meere zu; es sind die „Folgeflüsse" oder „konsequenten" Flüsse, auch der Ausdruck „Abdachungsflüsse" kommt vor. Das innere Tiefland durchströmen sie in breiten, offenen Tälern, während sie sich durch die Schichtstufen in tiefen, engen Einschnitten hindurchwinden. Die ihnen von den Seiten her zukommenden Nebenflüsse konnten sich da am leichtesten entwickeln, wo sie in den weichen Schichten angelegt waren. Indem sie sich dem Streichen dieser Schichten anpaßten, folgten sie der Struktur des Landes und stellen eine zweite Gruppe von Flüssen dar, die zeitlich später auftritt als die konsequenten. Wir bezeichnen sie daher als „Nachfolgeflüsse" oder „subsequent". Ihr Einschneiden in den weichen Schichten vermag kleine konsequente Flußsysteme zu zerstören und schält die härteren Schichten als Stufen heraus, denen sie im allgemeinen parallel fließen. Vom Innenabfall oder der Stirn der Stufe eilen den subsequenten Flüssen kleine Bäche zu, die sich nach rückwärts Schluchten in den Steilhang einschneiden (obsequente Flüsse).

Da, wo diese regelmäßige Anordnung der Form, des Bodens und der Entwässerung deutlich ausgesprochen ist, bestimmt sie in hohem Maß die Verteilung und das Erwerbsleben der Bewohner. Der äußere, niedere Gürtel an der Küste wird von Fischern und

Seeleuten bewohnt, an den Flußmündungen liegen größere Hafenplätze. Die nicht seemännische Bevölkerung treibt Weide- und Waldwirtschaft oder ist im Farmbetrieb tätig. Das innere Tiefland ist im allgemeinen ein Ackerbauland, oft von großer Fruchtbarkeit. Das flache Land gestattet eine bequeme Längsverbindung, die von Bahnen und Straßen benutzt wird. Die Stelle, an der ein Längsfluß in einen Querstrom einmündet, ist ein begünstigter Platz für eine Siedlung; hier bieten sich bequeme Verbindungen mit dem Altland und überdies ein leichter Zugang zum Meere, während Wasserkraft durch die Stromschnellen an der Fall-Linie geliefert wird. Die Zone der Schichtstufen schließlich ist nur spärlich bevölkert; ihre dünne Bodendecke lohnt es kaum, sie urbar zu machen, und so bleibt das meiste Land unter seiner natürlichen Walddecke oder als Heide liegen.

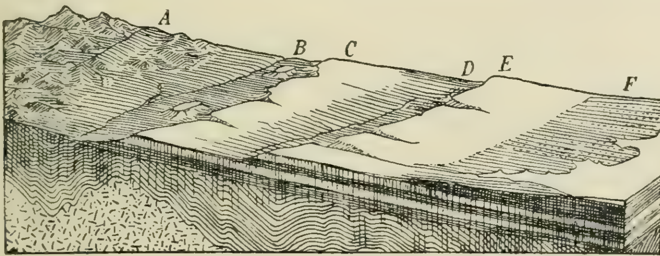


Abb. 53. Schema der früheren Küstenebene von Südost-England.

In die Gruppe der zonar gegliederten Küstenebene gehört das Beispiel der Niederlande und des unteren Belgien, das in der Einführung zu diesem Kapitel behandelt wurde. Da finden wir die verschiedenen Bodenzonen wieder und das nach innen steil abfallende Oberland, das hier allerdings nicht nur eine Schichtstufe ist, da die Maas sich bereits in die Grundlage der Schichten der Küstenebene eingeschnitten hat. Reiner kommt der Typus in der Küstenebene von Alabama, nördlich des Golfes von Mexiko, zum Ausdruck, die bis zur Grenze des Altlandes bei Columbus, Montgomery und Tuscaloosa 250 km breit ist. Wie in den Niederlanden sind auch hier die Unterläufe der Flüsse teilweis ertrunken.

8. Frühere Küstenebenen. Abb. 53 stellt die alte Küstenebene von Mittel-England dar. Im ganzen östlichen England finden wir einen zonaren Wechsel von Oberland und Tiefland, ersteres harten, letzteres weichen Schichten entsprechend; alle diese sind gut ver-

festigt, enthalten marine Fossilien und fallen allmählich nach Osten ein, während die Oberländer ihren Steilabfall nach Westen hin kehren. Hier liegen alte Gebirge, die Penninen und Wales, stark abgetragen und zertalt.

Diese ganze Anordnung zwingt zu dem Schluß, daß wir eine frühere Küstenebene vor uns haben, die ihr Dasein als junges Gebilde in lang entlegenen Zeiten begann. Durch wiederholte Hebungen entfernte sich die Küste immer weiter nach Südosten von ihr, während das Innere abgetragen wurde und seine zonare Gliederung erhielt; Wales und die Penninen sind das Altland, das hier auffallenderweise im Westen liegt (*A*). Gehen wir weiter, so treffen wir einen Tieflandgürtel (*B*), die Landschaft Worcester; steil ist der Anstieg zu den Cotswold-Hügeln, auf deren harten Schichten wir dann allmählich wieder zu dem Tieflandstreifen von Oxford hinabsteigen (*D*). Wieder in steilem Anstieg überwinden wir die Chiltern-Hügel (*E*) und erreichen endlich das Tiefland der Küste, das durch eine letzte Hebung dem Gebiet zugefügt worden ist. Die alte Küstenebene ist hier auf dem Streifen von Wales nach London 250 km breit, und die Höhen der Schichtstufen steigen bis 300 m an; sie setzt sich nach N über den Humber hinaus fort.

BINNENEBENEN UND PLATEAUS.

Nicht immer ist die Beziehung großer Landschaften, die aus nahezu horizontal lagernden Schichten aufgebaut sind, zu einem Altland so klar wie in der Gruppe der Küstenebenen. Wir wählen hier verschiedene Beispiele aus, ohne in jedem Fall näher auf das Altland einzugehen.

9. Die junge Ebene. Die große Ebene, die wir in Westsibirien zwischen 54 und 70° nördl. Br. finden, erhebt sich bei 1500 km Ausdehnung nur bis etwa 130 m über den Meeresspiegel und bewahrt ihre glatte Oberfläche Hunderte von Kilometern weit. Gewaltige Flächen, die sich weiter erstrecken, als das Auge reicht, sind trostlos einförmig, sowohl in der Zusammensetzung ihres Bodens als in ihrer Gestalt. Die flachen Landstriche zwischen den Strömen tragen keine deutlichen Wasserscheiden, und die Entwässerung vollzieht sich noch nicht längs bestimmter Linien, die Stromgebiete liegen nicht fest. Sümpfe, abwechselnd naß und trocken im Winter und Sommer, und flache Seen erfüllen die Senken

des Bodens, die von den Flüssen noch nicht in den Kreis regelmäßiger Entwässerung einbezogen worden sind. Die Täler sind spärlich verteilt und durch weite Zwischenräume getrennt; sie können nicht vertieft werden, weil die Landschaft sich zu wenig über die Erosionsbasis erhebt. Da sie eng sind, haben die Flüsse ihre Tätigkeit erst vor kurzer Zeit begonnen, die Ebene ist noch ganz jung.

Die nördlich gelegenen Teile der Ebenen sind bewaldet, bei etwa 55^0 aber tritt mit abnehmenden Niederschlägen Baumlosigkeit ein; an die Stelle des Waldes tritt im Sommer spärlicher Graswuchs, im Winter ist das Land kahl und wüst und dem Wüten der Stürme preisgegeben. Die ganze große Landfläche vom Kaspischen Meer bis zu den Küsten des Eismeeres wird nur durch Klima- und Vegetationsunterschiede gegliedert, die Form bleibt sich gleich. Im Norden liegt die Tundra mit ihrem Eisboden, im Süden die im Sommer heiße, im Winter kalte Wüste, die gemäßigte Mitte ist mit Grassteppen und Wald bedeckt.

Diese Ebenen waren lange Zeit Wohnsitz wandernder Stämme, deren Reichtum nicht in festen Liegenschaften, sondern in dem Besitz der Herden bestand, die zur Weide bald hier- bald dorthin getrieben wurden. Die Menschen lebten in Zelten und schweiften, an keine Grenzen gebunden, in ihrem Land umher. Jeder Mann war Reiter, mit allen Bedürfnissen des Wanderlebens vertraut; das Pferd, das sich aus einer langen Reihe von Vorfahren auf der Steppe entwickelt hat, ist vermöge seiner Schnelligkeit und Ausdauer die Hauptstütze für das Nomadentum geworden.

10. **Das junge Plateau.** Oft trifft man auf der Erdoberfläche ein ausgedehntes Hochland oder Plateau, das von tiefen und engen Tälern oder Cañons durchzogen wird, die sich in den verschiedensten Richtungen verzweigen. Der Aufbau des Plateaus aus horizontalen Schichten verschiedener Art läßt sich sehr gut an den Cañonwänden verfolgen. Die Oberfläche des Hochlandes ist auf weite Strecken fast eben und so einförmig, daß ihr Studium oft gegenüber dem der Cañons vernachlässigt wurde. Ihr unregelmäßiger Verlauf zeigt uns an, daß die Flüsse, die sie schufen, sich keinem bestimmten Gefäll auf der ursprünglichen Oberfläche fügen mußten. Die regellose insequente Verzweigung der Seitencañons ist ein Zeichen dafür, daß es in allen Richtungen für einen Fluß gleich leicht war sich rückwärts einzuschneiden. Aus der Höhenlage der obersten Schicht an der Oberfläche und der Tiefe

der Cañons folgt das Ausmaß der Hebung, die dieses ganze Plateau betroffen hat.

In Landschaften dieser Art sind die Cañonböden oft so schmal, daß das Wasser den ganzen Raum zwischen dem Fuß der Wände einnimmt, wo es mit steilem Gefäll über den bloßen Fels dahinrauscht. Hier vertieft der Fluß sein Bett durch ein Abschleifen des Gesteines mit den Splittern und Trümmern, die er bergab führt. Die größeren Täler werden allmählich etwas breiter, und ein Teil ihres Bodens wird von schmalen Streifen einer Flußaue eingenommen, die bei Hochwasser überflutet werden. An solchen Stellen hat der Fluß mit dem Vertiefen seines Bettes ziemlich aufgehört. Das Gefäll vermindert jetzt die Geschwindigkeit gerade genug, daß er nicht mehr zu leisten vermag, als den Schutt fortzuführen, der, von der Witterung erzeugt, in ihn hineingelangt.

Im Bereich junger Plateaus von der Art, wie sie hier beschrieben sind, kommt es manchmal vor, daß ein großer Fluß sein junges Tal so schnell vertieft, daß ein kleinerer Zufluß, der nicht so kräftig erodieren kann, an der Mündung des Seitentales mit einem Wasserfall in den Hauptfluß übergeht. Solch ein Seitental nennen wir ein „normales Hängetal“, weil es durch die normalen Vorgänge der Wassererosion erzeugt wird. Hängetäler dieser Art sind selten; sie kommen nur in einem sehr frühen Stadium des Zyklus vor und sind kurzlebig, denn wenn der Hauptfluß sein Tal bis nahe zum Ausgleich mit Rücksicht auf seine Erosionsbasis eingetieft hat, wird seine weitere Tiefenerosion sehr langsam, so daß der Zufluß nachkommen und sein Tal bis zu einer gleichsohligen Mündung vertiefen kann. Wenn auch sein Gefäll steiler bleibt, so findet sich doch an der Mündung kein Wasserfall mehr.

Obwohl das Einschneiden und die Erweiterung der Cañons bereits eine beträchtliche Arbeitsleistung der Flüsse an den Talböden und der Verwitterung an den Hängen darstellt, so ist doch noch unendlich viel mehr zu tun, bis die ganze ausgedehnte Masse des Plateaus zur Erosionsbasis hinunter abgetragen worden ist; darum müssen wir ein Plateau dieser Art jung nennen und im Erosionszyklus als wenig fortgeschritten bezeichnen, wie tief auch immer die Cañons eingeschnitten sein mögen.

In einem engen Cañon beobachten wir an den Wänden eine Reihe steiler Stufen, die mit sanfter geböschten Abhängen wechseln. Die Stufen entsprechen dem Auftreten widerstandsfähiger Schichten,

sie ziehen sich um jeden Sporn herum und in jede Seitenschlucht hinein (*c*, *d*, *e* auf Abb. 54). Die weicheren Schichten bilden weniger steile Abhänge, die mit verwittertem Gestein in Form von Schutthalden bedeckt sind, das von oben heruntergefallen ist. An jeder Stufe lockert die Verwitterung den Fels, der Schutt stürzt hinab, wird auf dem Abhange fortgespült und kriecht bis zur nächsten Stufe, über die er wieder hinabfällt. So wiederholt sich das Spiel, bis die Trümmer den Fluß erreichen, wo sie weggewaschen und fortgeführt werden. Allmählich weichen Stufen und Hänge zurück, und der Cañon wird breiter.

Im Verlauf dieses Vorganges heben sich die widerstandsfähigsten und mächtigsten Stufenbildner mehr und mehr heraus (*c* auf Abb. 54),

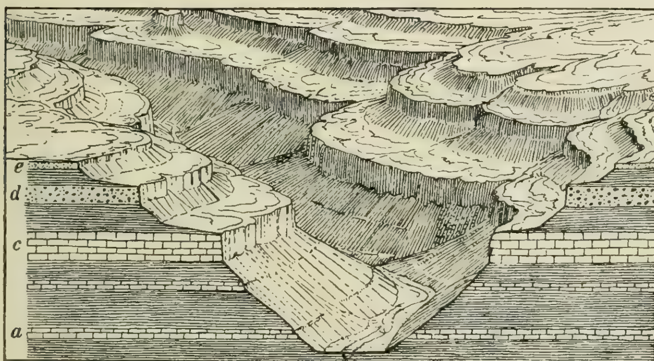


Abb. 54. Erweiterter Cañon.

indem sie hinter den rascher abgetragenen Schichten zurückbleiben. Wenig mächtige harte Bänke können sogar fast ganz im Abhangsschutt verschwinden. Durch das schnellere Zurückweichen einer höher liegenden Stufe (*d*), das dadurch ermöglicht wird, daß dieselbe entweder weicher ist als die tiefere oder über einer weicheren Unterlage liegt und der Verwitterung mehr ausgesetzt ist, entsteht eine deutliche Plattform über der härtesten Bank, die sich, nur wenig nach innen geneigt, bandförmig im Cañon entlangzieht. Das kann sich an einem Abhang mehrfach wiederholen.

Die mit steilem Gefäll einherbrausenden Ströme junger Plateaus bilden Stromschnellen oder Wasserfälle da, wo sie eine stufenbildende Schicht anschneiden. Die Wirbelbewegung des Wassers bewegt am Fuß des Falles den mitgeführten Schutt in kreisförmigen

Bahnen umher und scheuert Löcher, Strudeltöpfe, in dem Bett aus, deren Wände sich vereinigen. Damit ist das Bett vertieft, die fallbildende Schicht unterhöhlt, sie bricht ab, und so schreitet nach und nach der Wasserfall stromaufwärts zurück. Bei den größeren Flüssen verschwinden die Fälle noch im Jugendstadium des Plateaus, im Lauf der kleinsten halten sie sich, bis das ganze Gebiet reif zerschnitten ist.

Abb. 55 erläutert das Gesagte. Es ist ein Längsschnitt durch das Bett eines Flusses, in dem bei *B* eine harte Schicht einen Wasserfall bildet. Dieser verschwindet, wenn er so weit stromauf zurückgerückt ist, daß die rückwärtige Verlängerung *BD* des Flußbettes *AB* oberhalb der fallbildenden Schicht *ECD* liegt.

Jung zerschnittene Plateaus werden im allgemeinen nur auf ihrer Hochfläche besiedelt. Die Höhenlage ist ein großer Vorteil in der heißen Zone. Dort vertauschen die einsichtigeren Völker gern die starke Erhitzung der tiefgelegenen Landstriche mit der mäßigen



Abb. 55. Diagramm der Bildung von Wasserfällen in einem Cañon.

Wärme der Hochländer. Anders im gemäßigten Klima, wo das Aufragen so großer Flächen einen rauhen Winter mit sich bringt, der im Verein mit der schwierigen Zugängigkeit die Bewohner verscheucht. Die steilwandigen Täler sind starke Hindernisse für den Verkehr und dienen daher als gute Grenzen. Sie sind selten selbst besiedelt, nur hier und da sucht einmal ein unterdrücktes Volk ihren Schutz auf. Als Wohnung dienen dann oft Höhlen, die in die Wände hineingebrochen werden.

Das beste Beispiel junger Plateaus finden wir im nördlichen Arizona in dem westlichen Teil der Vereinigten Staaten. Die 2000 bis 3000 m überschreitenden Höhen erlauben eine sehr tiefe Ausbildung der Täler, unter denen der Grand Cañon des Colorado am berühmtesten ist.

11. **Reif zerschnittene Plateaus.** Wenn man auf der Höhe des Niederwaldes oberhalb Rüdesheim steht, wird der südliche Horizont durch eine gerade Linie begrenzt, die sich nach Osten hin zum Rhein kurz und rasch senkt, während sie nach SW zum

Donnersberg ansteigt. Die Landschaft, die wir da überschauen, ist aus nahezu horizontal lagernden Schichten aufgebaut, und wir können die wagerechte Linie, die wir sehen, mit Recht als ein Abbild der ursprünglichen Oberfläche betrachten, die das ganze Land überzog, ehe die Täler sich ausbildeten.

Gegenwärtig freilich ist die Oberfläche des rheinhessischen Plateaus stark durch die Flüsse zerschnitten und die Täler durch Verwitterung erweitert. Wir können daher die Landschaft nicht einfach als ein Plateau bezeichnen, sondern müssen sie als ein reif zerschnittenes Plateau beschreiben, das sich in einem vorgerückteren Stadium seiner geographischen Entwicklung befindet. Die Höhenlage der Uroberfläche beträgt 200 bis 300 m, sie senkt sich langsam nach N; da der Spiegel des Rheines bei Bingen etwa 75 m hoch liegt, so ist die Entwicklung eines mittleren Reliefs mit Höhenunterschieden von 150 bis 200 m möglich. Dabei sind einzelne der Plateaustücke so stark aus ihrer Umgebung herausgeschnitten worden, daß sie wirklich den landesüblichen Namen „Berg" verdienen. An den Rändern ist die Zerschneidung am weitesten vorgeschritten, so daß man stellenweise den Eindruck eines Hügellandes bekommt. Die Landschaft ist dicht bewohnt, die Hänge sind von Weinpflanzungen eingenommen, Wälder sind fast verschwunden.

Ein größeres Beispiel eines zerschnittenen Plateaus bietet uns das Alleghany-Plateau in den östlichen Vereinigten Staaten. Auch dieses wird aus nahezu horizontalen Schichten aufgebaut, aber bei größerer Gesamthöhe von 700 bis 1000 m können sich hier wesentlich tiefere Täler als in Rheinhessen entwickeln. Die Zerschneidung in ein Hügelland ist auch im ganzen hier weiter vorgeschritten, wobei ein Tal dem andern täuschend ähnlich sieht. Der Zertalung wegen ist auch das Alleghany-Plateau nur wenig bevölkert und meist mit dichten Wäldern bedeckt. In der Entwicklung der Vereinigten Staaten wirkte dieses Gebiet als eine starke Grenzscheide zwischen der atlantischen Küstenebene und den offenen Prärien in Ohio.

12. **Alte Plateaus.** Gelegentlich beobachtet man auf der Erde ausgedehnte Flächen, von sanften Bodenwellen durchzogen, entwässert von Flüssen, die in breiten, flachen Tälern langsam dahinströmen, überragt von Tafelbergen. Benachbarte Tafeln sind von nahezu gleicher Höhe, jede von einer widerstandsfähigen Schicht bedeckt, die steil abbricht, und von einem flach geböschten Fuß-

hang umgeben. In den westlichen Vereinigten Staaten nennt man einen solchen Tafelberg mit einem spanischen Wort „Mesa“.

Derartige Mesas sind die zerstreuten Überreste von Schichten, die sich einst über die ganze Landschaft ausbreiteten und ihr Plateaucharakter gaben. Die ursprüngliche Oberfläche kann höher gelegen haben, als das durch die Gipfel der Mesas gelegte Niveau verläuft, denn die obersten Schichten sind wohl meist völlig fortgeführt. Die Täler haben sich so erweitert, daß ihr Boden und ihre flachen Gehänge einen großen Teil der Oberfläche einnehmen. Eine Landschaft dieser Art gibt uns eine Vorstellung von dem Altersstadium eines Plateaus.

In Mitteleuropa haben wir ein Beispiel, das hierher gehört, in dem Elbsandsteingebirge. Weithin dehnen sich die „Ebenheiten“ aus, mit Wald und Feldern bedeckt. Umgeben von bewaldeten Fußhängen, dann aber in senkrechtem Anstieg ragen aus ihnen gelbliche Felszacken und flachgipflige Berge auf, 100 bis 150 m höher als die Fläche, aber ihrerseits wieder leicht zu einem einheitlichen Niveau zu verbinden. Die flachen Höhen der größeren unter diesen Tafelbergen krönt wieder eine grüne Waldhaube. Man sollte erwarten, daß ein altes Plateau dieser Art nur in geringer Höhe über dem Meeresspiegel gelegen sei und daß seine Flüsse in Betten dahinfließen, die kaum in die Fläche der Ebenheit eingesenkt sind. Doch beträgt im vorliegenden Fall die Höhe der Fläche 300 bis 400 m, und der Hauptfluß, die Elbe, durchquert das Gebiet in einem cañonähnlichen Tal, dessen Boden nur 120 m hoch liegt. Wir müssen daher annehmen, daß eine erneute Hebung das alte Plateau aus seiner früheren tiefen Lage zu seiner jetzigen Höhe gebracht hat und daß, infolge dieser Unterbrechung des früheren Zyklus und des Beginnes eines neuen, die Elbe verjüngt wurde und kräftig ihren Cañon einschnitt.

Umfangreichere alte Plateaus, gekrönt von Tafelbergen, finden sich in Neu-Mexiko; die flachen Gipfel haben oft als Zufluchtstätten für Indianerstämme gedient, ähnlich wie in der Sächsischen Schweiz manche Burg den Schutz der steilen Wände sich zunutze macht. Weiter liegen im Innern von Britisch-Guayana ausgedehnte Tafelberg-Landschaften; der Roraima erhebt sich bis zu 2600 m, und seine relative Höhe erreicht 600 m. Zwischen den Bergen breitet sich eine waldige Wildnis aus.

13. Alte Ebenen. Wir können uns leicht vorstellen, daß in einem viel späteren Entwicklungsstadium auch die Tafelberge der alten Plateaus zerstört sein werden und daß dann die ganze Landschaft das Aussehen einer leicht welligen Fläche hat, die nur in geringer Höhe über der Erosionsbasis liegt. Wir haben dann eine Abtragungsfläche vor uns, eine „Fastebene“ oder „Peneplain“, so genannt, weil sie „fast eben“ ist, wobei man sich aber die möglichen Höhenunterschiede doch auch nicht zu gering vorstellen darf. Hierher gehörige Beispiele gibt es mehrfach, doch sind die meisten dieser Landschaften bereits wieder gehoben, so daß neue Veränderungen eingesetzt haben.

Durch eine Hebung des Landes wird das Gefäll der Flüsse vermehrt, und sie beginnen daher mit erneuter Kraft sich einzuschneiden. Ist die Bewegung relativ schnell, so bleibt ihnen keine Zeit zur Seitenerosion, es bilden sich steilwandige Täler, deren Richtung dem Verlauf entspricht, den der Fluß hatte, als das Land sich im spätreifen oder einem noch weiteren Stadium befand. Ganz allmählich wird dann von den verjüngten Flüssen aus die ältere Landoberfläche zerstört, das Land ist in einen neuen Zyklus seiner Entwicklung eingetreten, wie wir es in der Sächsischen Schweiz bereits festgestellt haben.

Das innere Rußland ist eine Landschaft dieser Art, bei der die alte Oberfläche, die etwa 200 bis 300 m hoch liegt, noch ziemlich gut erhalten ist; es ist eines der besten bekannten Beispiele einer abgetragenen und wieder zerschnittenen Ebene. Auf den ersten Blick könnte man das Land für einfach reif zerschnitten halten; bei näherem Zusehen aber findet man genug Kennzeichen die beweisen, daß die Oberfläche, in die die Täler eingeschnitten sind, keine junge sondern eine alte Ebene ist. Unter der obersten Bodendecke liegen die Schichten wohl in nahezu horizontaler Lagerung, aber sie bestehen nicht aus losen Sanden und Tonen. Die meisten sind deutlich verfestigt, woraus sich schließen läßt, daß sie lange Zeit der verkittenden Wirkung der Sickerwasser ausgesetzt gewesen sind. Außerdem fällt auch die Oberfläche der Ebene nicht genau mit der obersten Schichtfläche zusammen, wie es bei jungen Gebilden dieser Art der Fall ist, sondern sie schneidet die Schichten unter einem kleinen Winkel. Bei einer Reise über größere Strecken der Ebene kommt man daher nach und nach auf verschiedene Schichtstreifen, womit leichte Änderungen der Formen Hand in Hand gehen.

Die Oberfläche einer derartigen Landschaft muß ursprünglich viel höher gelegen haben, vielleicht so hoch, daß man von einem Plateau hätte sprechen müssen. Im Lauf der Zeit haben die Flüsse zunächst enge Täler eingeschnitten; diese verzweigten sich, und es entstanden Hügel. Schließlich wurden die Täler breiter und breiter, indem die Verwitterung und Abspülung ihre Hänge zurückschob, und selbst die noch lange standhaltenden Tafelberge vergingen. Aus dem Plateau wurde ein ausgedehntes Tiefland, in das die Flüsse sich nicht mehr tiefer einzusenken vermochten.

Von anderen Beispielen abgetragener und wieder belebter Ebenen seien die Landschaft Missouri sowie ein großer Teil des Flußgebietes des Ohio genannt.

14. Landschaften mit leicht geneigtem Schichtbau. Es kommen Landschaften vor, in denen verschieden widerstandsfähige Schichten leicht geneigt den Aufbau bilden, so die Struktur der zonar gegliederten Küstenebene nachahmend, die oben beschrieben wurde. Aber während dort die geneigten Schichten in genetischer Beziehung zu einem Altland stehen, ist ein solches hier nicht vorhanden. Wenn unter den ältesten Gliedern der Serie von Schichten alte Gesteine auftreten, so bilden sie doch nicht das Altland, aus dessen Material sich die Schichten aufbauten, sondern nur den Grund, auf dem sich diese Schichten absetzten.

Ein gutes Beispiel dieser Art ist die Schwäbische Alb. Eine mächtige Schichtengruppe abwechselnd weicher und harter Gesteine, die ein wenig nach Südosten hin einfallen, erfüllt den Raum zwischen Oden- und Schwarzwald einerseits, Böhmen andererseits. Die Landschaft wurde so weit abgetragen, daß die verschiedenen Zonen weicher und harter Gesteine in der Abtragungsfläche erschienen. Bei einer erneuten Hebung wurden die konsequenten Flüsse zur Donau hin neubelebt. Alsbald aber waren die in den Streifen weicher Schichten angelegten subsequenten Gewässer im Vorteil, schnitten ihre Täler tief ein, während die harten Gesteine als Schichtstufen aufragen. Zugleich aber zapften die subsequenten Flüsse einige der konsequenten an, und so fließt heute die konsequente fränkische Rezat in die subsequente Regnitz, die dem Neckar oberhalb Plochingen entspricht. Auf den Stufenlehnen entwickeln sich „resequente“ Bäche und Flüßchen, wie die Aisch, während obsequente, wie Pegnitz, Wiesent u. a. die Stirn der Stufe selbst zerschneiden.

Von der Stärke dieser Vorgänge zeugen die „Auslieger“ der Stufe, Hohenstaufen u. a.

Eine Schrägstellung nach Nordwesten und die große Erosionskraft der Zuflüsse des Rheingebietes bei der Nähe ihrer Erosionsbasis haben dann das ganze Gewässernetz umgekehrt, und als unterer Neckar, Kocher und Jagst dem Rhein angeschlossen, während der „Kümmerfluß“ Brenz in dem ihm viel zu weiten Tal eines früheren konsequenten Flusses zur Donau geht. Die Eisenbahn benutzt es als willkommenen Durchgang durch die Stufe der Alb.

15. **Bruchstufen und zerbrochene Plateaus.** Wird ein Plateau durch Brüche in Stücke zerlegt, so weist seine strukturelle Oberfläche gewisse Ähnlichkeiten mit einer zonar gegliederten Küstenebene auf. Den Schichtstufen dort entsprechen hier die Bruchstufen, den subsequenten Gewässern der Küstenebene die den Stufen entlang fließenden Flüsse. Ein Vergleich der Schichtstufe der Schwäbischen Alb mit der Bruchstufe des Odenwaldes zur oberrheinischen Tiefebene hin offenbart indessen sofort bedeutende Gegensätze. Ziemlich geradlinig streicht der Rand des Odenwaldes dahin, zwischen den einzelnen Tälchen reihen sich die dreieckigen Sporne aneinander, an ihren Rändern zur Tiefebene hin noch die Facetten der Rutschfläche zeigend, auf der die Verschiebung erfolgte; ganz anders, wesentlich reicher gegliedert und unregelmäßig gestaltet verläuft der Rand der Alb.

Es ist klar, daß bei weitergehender Zerschneidung schließlich auch eine Bruchstufe stark aufgelöst wird, aber die Beobachtung lehrt, daß die Facetten sich bis in die Reife hinein erhalten. Ist das Reifestadium überschritten, so kann eine Bruchstufe nur dann noch hervortreten, wenn an ihr zwei verschieden widerstandsfähige Gesteine aneinander stoßen. Sind die Härteunterschiede unbedeutend, so tritt völlige Ausgleichung ein; erst durch eine Wiederbelebung kann die Bruchstufe als Form wieder auftreten. Eine solche Wiederbelebung ist durch neue Verschiebungen an der alten Spalte oder auch durch Verjüngung der Erosionskraft möglich. Wird durch letztere Ursache erneut eine Stufe erzeugt, so bezeichnen wir diese, einem zweiten Zyklus angehörige Form, als „Bruchlinienstufe“ (vgl. Kap. VIII, 1—3).

Literatur.

Ebenen und Plateaus.

2. und 3. Ch. Darwin, Geologische Beobachtungen über Süd-Amerika. A. d. Engl. v. V. Carus. Stuttgart 1878.

W. J. Mac Gee, The Lafayette Formation. U. S. Geol. S. 12. Ann. Rep. 1890—91. I. 353.

N. H. Darton, Outline of cenozoic history of a portion of the middle Atlantic slope. Journal of Geology II. 1894.

G. Braun, Beiträge zur Morphologie des nördl. Appennin. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1907. 441.

4. Cleveland Abbe jun., Die Fall-Linie der südöstlichen Vereinigten Staaten. Vierteljahrshefte f. d. geogr. Unterr. II. 1903. Wien. 204.

5. N. Sokolów, Über die Entstehung der Limane Südrußlands. Mém. Com. géol. St. Pétersbourg 1895. X. 4.

W. M. Davis, Un exemple de plaine cotière. La plaine du Maine (États-Unis). Ann. d. Géogr. VIII. 1899. 1.

Cleveland Abbe jun., A general report of the physiography of Maryland. Maryland Weather Service Spec. Publ. I. 2. Baltimore 1899.

7. F. Jaeger, Über Oberflächengestaltung im Odenwald. Forsch. z. D. L. u. Vlkskde. XV. 3. Stuttgart 1904. Kap. 5.

R. Blanchard, La Flandre. Paris 1906.

8. W. M. Davis, The development of certain English rivers. Geogr. Journal V. 1895. 127.

9. N. Wissotzkij, Westsibirien. Expl. géol. et min. le long du chemin de fer de Sibérie. Lief. V. 1896.

10. C. E. Dutton, The physical geology of the Grand Cañon District. 2. Ann. Report Geol. Survey 1882. 49.

W. M. Davis, An excursion to the Grand Canyon of the Colorado. Bull. mus. comparat. zool. XXXVIII. 1901. 107—200.

W. M. Davis, Der Große Canyon des Colorado. Verh. Ges. d. Naturforscher usw. Cöln 1908. Leipzig 1908.

J. D. Russell, Hanging valleys. Bull. Geol. Soc. Am. XVI. 1905. 75.

11. R. Lepsius, Das Mainzer Becken. Darmstadt 1883.

12. A. Hettner, Gebirgsbau und Oberflächengestaltung der Sächsischen Schweiz. Forsch. z. D. L. u. Vlkskde. II. 4. Stuttgart 1887.

A. Hettner, Die Felsbildungen der Sächsischen Schweiz. Geogr. Zeitschrift. 9. 1903. 608.

13. W. M. Davis, Topographic development of the triassic formation of the Connecticut Valley. The Amer. Journal of Sc. (3) XXXVII. 1889. 423.

W. M. Davis—J. W. Wood, The geographic development of Northern New Jersey. Proc. Boston Soc. Nat. Hist. XXV. 1890. 365.

A. Philippson, Geographische Reiseskizzen aus Rußland. Das russische Flachland. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde. Berlin. 33. 1898. 37.

A. Philippson, Zur Morphologie des europäischen Rußland. Pet. Mitt. 45. 1899. 271.

W. M. Davis, La Pénéplaine. Ann. de Géogr. VIII. 1899. 289.
A. Hettner, Das Europäische Rußland. Leipzig 1905.
14. F. Scheu, Zur Morphologie der Schwäbisch-Fränkischen Stufenlandschaft. Forsch. z. D. L. u. Vlkskde. XVIII. 4. Stuttgart 1909.
15. W. M. Davis, The mountain ranges of the Great Basin. Bull. Mus. comp. Zool. XLII. 1903. 129. — Geogr. Essays 1909. 725.
E. Huntington—J. W. Goldthwait, The Hurricane fault in the Toqueville district, Utah. Ebenda. 1904. 199.
W. M. Davis, An excursion to the plateau province of Utah and Arizona. Ebenda. 1903.
M. Gignoux, La Calabre. Ann. de Géogr. XVIII. 1909. 141.

Kartennachweise.

I. Küstenebenen: a) Junge Küstenebene:

Frankreich 1 : 200 000. Blatt 50 Angoulême, 56 Bordeaux, 62 Vieux Boucau, 63 Mont de Marsan

b) Reif zerschnittene Küstenebenen:

Italien 1 : 100 000. 117 Jesi.

c) Limane (ertrunkene Küstenebenen):

Mittel-Europa 1 : 200 000. Blatt 47 . 46 Tatar Bunar. Blatt 48 . 46 Odessa. Blatt 48 . 47 Katarzy.

Admiralty Chart 970 (2208) Black Sea. Dniestr estuary 1 : 81 500. 1899.

II. Plateaus: a) Zerschnittene Plateaus:

Hessen 1 : 25 000. Blatt Ober-Ingelheim.

Deutsches Reich 1 : 200 000. Rothenburg a. d. Tauber.

Deutsches Reich 1 : 100 000. Blatt 575 Hall.

b) Alte und wiederbelebte Plateaus:

Deutsches Reich 1 : 200 000. Blatt 130 Königstein.

Sachsen 1 : 25 000. Blatt 84 und 103.

c) Zerbrochene Plateaus und Bruchstufen:

Geologische Karte des Großherzogtums Hessen 1 : 25 000. Blatt Zwingenberg, Blatt Bensheim.

III. Binnenebenen:

Kriegstopographische Karte des europäischen Rußland 1 : 126 000. Blatt XIX . 13 Lgow; XIX . 14 Kursk; XX . 13 Sudja; XX . 14 Obojan.

IV. Stufenlandschaften:

Deutsches Reich 1 : 100 000. Blatt 645 Tuttlingen, 619 Reutlingen, 606 Göppingen, 620 Ehingen, 568 Metz.

Deutsches Reich 1 : 200 000. Blatt 86 Hannover, 99 Göttingen, 171 Göppingen.

England Ordnance survey map 1 : 63 360. 237 Thame, 238 Aylesburg, 254 Henley on Thames, 255 Beaconsfield.

KAPITEL VIII.

BERGE UND GEBIRGE.

Die Berglandschaft. Der größte Teil der Bevölkerung der Erde lebt in Landstrichen mit nur geringen Höhenunterschieden, wo fruchtbarer Boden den Ackerbau erlaubt und Handel und Verkehr wenig behindert sind. Bergländer haben immer eher abstoßend als anziehend auf die Besiedlung gewirkt, wurden doch von den Völkern der Tiefländer bis in die Neuzeit hinein die Berge als Stellen gefürchtet, an denen mancherlei Gefahren drohen. Man bevölkerte sie mit bösen Geistern, und es schien nicht ratsam, die Hochpässe zu kreuzen oder gar die schneeigen Gipfel zu erklimmen. Selbst die Bewohner der Täler im Bergland stiegen bis vor kurzem selten höher als zu den Weiden auf den Schultern der Berge und zu den erreichbar niedrigsten Übergängen. Erst im achtzehnten und neunzehnten Jahrhundert führte das bessere Verständnis für die Natur, das die Kulturvölker allmählich erwarben, einzelne kühne Forscher weit hinein in die Täler und auf die Berge, bis sich in der Gegenwart eine wahre Leidenschaft für das Bergsteigen entwickelt, die und jeden Sommer viele tausend Reisende die Gebirgswelt aufsuchen läßt, nur um sich an ihrer landschaftlichen Schönheit zu erfreuen.

Für den, der immer im Tiefland gelebt hat, ist das Ersteigen eines Berges, das allmähliche Versinken des Talbodens dabei ein ungewöhnliches Erlebnis. Weit öffnet sich oben die Aussicht; hinweg über Hügel und Täler, über Wälder und Felder, über Straßen und Ströme schweift der Blick, wie auf einer Landkarte liegt alles ausgebreitet. Immer von neuem erregt jede höhere Spitze in dem Bergsteiger den Wunsch, auch von ihr aus in die Lande hinabzuschauen, nur den Himmel über sich. Neue Empfindungen erregt die Großartigkeit der Aussicht. Auch der wenig nachdenkliche Beobachter sinnt über die wunderbaren Naturvorgänge, die solche Formen entstehen ließen. Wer aber mit offenen Augen in das Leben des Berglandes einzudringen versteht, erwirbt ein besseres Verständnis für seine Umwelt, als er je zuvor besaß.

DIE LEBENSGESCHICHTE DER BERGE.

1. Schollengebirge: Jugendstadium. Im südlichen Oregon und den benachbarten Teilen von Kalifornien und Nevada gibt es eine ganze Menge langer, schmaler Bergreihen, die in Nordsüdrichtung verlaufen. Jede ist einige Kilometer breit, 20 bis 80 km und mehr lang, etwa 300 m hoch. Die Berge fallen steil nach einer Seite ab, allmählich nach der anderen und werden durch flache langgestreckte Senken von wechselnder Breite und Tiefe voneinander getrennt (Abb. 56). Sie bestehen aus mächtigen Gesteinsbänken, deren oberste den allmählichen Abfall bildet, während in der Stufe die Schichten abbrechen. Überall ist das Gestein gleich, mögen auch die einzelnen Züge an Größe noch so verschieden sein. Im Überblick erscheint die ganze Landschaft als eine Gegend,

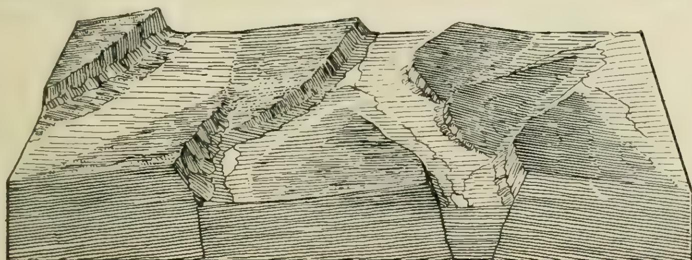


Abb. 56. Schollengebirge.

die früher eine Ebene war. Darauf zerbrach sie in lange, schmale Schollen, die gegeneinander verschoben wurden; ihre aufgewölbten Kanten bilden die Bergreihen. Über die Kräfte, die ein derartiges Bruchland zu schaffen vermögen, wissen wir noch wenig; aber sie sind da und von großem Einfluß auf die geographischen Verhältnisse.

Einige der Bergreihen bewahren die Form der zerbrochenen Blöcke noch wenig durch die Verwitterung verändert; ihre Lehne ist glatt und eben, die Wände der Stufe sind nur von geringen Schutthalden umgeben. Auf anderen haben sich Bäche eingeschnitten, während kleine Schluchten die Steilwände gliedern; vor jeder Schlucht liegt ein Schuttkegel, zwischen die sich deutlich abgesetzte Schutthalden einschieben. Oft findet man auch am Fuß der Wände die Trümmer großer Bergstürze.

Die einzelnen Blöcke des Schollenlandes im südlichen Oregon sind, im ganzen genommen, so wenig verändert, daß die Brüche

wie die Verschiebung nicht weit zurückliegen können. Da, wie gesagt, einige von ihnen stärker zerschnitten sind als die anderen, so ergibt sich der Schluß, daß die verschiedenen Schollen zu verschiedener Zeit gebrochen sind. Man kann sogar sehen, daß einige Schuttkegel und Halden in der Richtung der alten Bruchlinien am Fuß der Bergreihen ebenfalls ein wenig zerbrochen sind; wir müssen daraus schließen, daß die Bewegungen noch andauern. Die einzelnen Spalten müssen tief hinabreichen, da längs ihrer Linien heiße Quellen auftreten, auch bezeugen Erdbeben die Fortdauer der Bewegungen.

Wir haben es hier mit einer Gruppe junger Berge zu tun, die ihr gegenwärtiges Aussehen durch Brüche erst vor kurzer Zeit erhielten. Die Lehnen der jüngsten Beispiele sind massig und geschlossen, noch nicht durch die mannigfachen Kleinformen gegliedert, welche die Erosion schafft und die sie später erhalten werden; ihre wenig angewitterte Stufe zeigt noch Länge und Höhe der Verwerfung. Sie sind landschaftlich weniger schön als Berge von größerer Höhe und mit reicheren Formen, aber sie bieten dem Geographen ein Beispiel einfacher Formen, wie es sich in dieser Art sonst noch nirgends gefunden hat.

Das Gewässernetz der Landschaft ist sehr einfach, die Ströme folgen dem Gefäll, das durch die Schrägstellung der einzelnen Landblöcke erzeugt ist, d. h. die Entwässerung verläuft konsequent zu der Urform. Und zwar fließen kleinere Bäche die Lehnen hinab, während größere Flüsse in den Senken in der Richtung nach den tiefsten Stellen hin strömen, wo sie in flachen Seen und Sümpfen endigen. Der feine Schutt der Berge wird eben über den Boden der Senken hin ausgebreitet und verhüllt ihren Felsgrund. Also äußert sich die Jugend der Landschaft auch im Gewässernetz, wie bei der jungen Küstenebene sind die Böschungen der Urformen für die Richtung der Wasserläufe noch ausschließlich bestimmend.

Die Beschreibung derartiger Berge muß folgende Punkte hervorheben: 1. die Form der Höhen, die aus der Zeit vor Bruch und Schrägstellung der Blöcke vererbt ist; 2. die gegenwärtige Höhenlage der Berge und die Stufen als durch Bruch und Verschiebung hervorgebracht, 3. die Veränderungen der Lehnen und Bruchstufen durch die erosiven Vorgänge seit den Bewegungen. Im vorliegenden Fall sind diese Veränderungen so gering, daß die Berge als sehr jung beschrieben werden können.

Der äußere Eindruck des Gebietes wird z. T. durch die große Trockenheit, die in ihm herrscht, bestimmt. Die Seen trocknen zeitweise aus, Salzsümpfe und Steppen überziehen den Boden der Senken. Erst da, wo die Berge die Feuchtigkeit der Luft auffangen, kommt es zu häufigeren Niederschlägen und damit zu Waldwuchs. Die Ansiedlungen meiden die Bergreihen, wenn sie auch relativ niedrig sind; wir finden sie nur an ihrem Fuße, wo die aus den Bergen kommenden Bäche ein wenig Bewässerung ermöglichen. Alle diese Einflüsse des Berglandes, die wir hier feststellen, treten in verstärktem Maße dann in die Erscheinung, wenn die Höhen größer sind.

Ein ähnliches jugendliches Schollengebirge liegt im Libanon und Antilibanon vor, doch ist das Gebiet viel einförmiger als das behandelte Beispiel, weil die schräggestellten Blöcke weit größer sind. Auch ist es morphologisch noch nicht genügend bekannt.

2. **Das zerschnittene Schollengebirge.** In Nevada und den angrenzenden Teilen von Kalifornien und Utah gibt es eine Reihe nordöstlich streichender Bergreihen, zwischen denen kiesige Ebenen liegen, die sich zu flachen Wannen senken. Die Bergreihen sind etwa 30 bis 150 km lang, 8 bis 30 km breit und erheben sich bis zu 2000 m über die Ebenen. Sie fallen im allgemeinen auf einer Seite steiler ab als auf der anderen; ihre Kämme sind stark uneben und die Hänge durch Sporne und tiefe Täler gegliedert. Im Vergleich mit den Bergreihen im südlichen Oregon sind diese hier größer und stärker zerschnitten; sie gleichen sich darin, daß beide nach einer Seite steil, nach der anderen allmählich abfallen.

Ein beachtenswerter Zug einiger dieser Reihen ist der auffallend geradlinige Verlauf des Fußes ihrer steileren Seite, wo gestörte Gesteinsmassen gleichmäßig abgeschnitten sind, als wenn ein großer Bruch sie betroffen hätte. Überdies zeigen stellenweise die sanfteren Lagen da, wo sie nicht von neuen konsequenten Schluchten zerteilt sind, Ebenheiten, als wenn sie Teile eines älteren ebenen Landes wären. Wir nehmen daher an, daß hier wie im südlichen Oregon eine Landschaft, die nur wenig oder mäßiges Relief hatte, in große Blöcke zerbrochen wurde, und daß die Blöcke unregelmäßig gehoben und schräg gestellt wurden. Aber angesichts der größeren erosiven Zerstörung der Blöcke müssen wir auch schließen, daß hier eine weit längere Zeit seit den Bewegungen verflossen ist und müssen die Blöcke auch als „reif zerschnitten" bezeichnen (Abb. 57).

Doch zeigen auch hier Erdbeben und zerbrochene Schuttkegel an, daß die Bewegungen noch andauern.

Gelegentlich kommt es hier vor, daß ein zerschnittener Block durch einen Querfluß völlig zerteilt wird, der in einer engen Schlucht durch ihn hindurch fließt, anstatt die Höhe durch einen Umweg zu vermeiden. Wir können dann mit Recht annehmen, daß diese Flüsse vor der Hebung der Schollen vorhanden waren und daß die Schrägstellung so langsam vor sich ging, daß die Flüsse ihren Lauf behaupten konnten. Wir nennen solche Flüsse „antezedent“.

Die Landblöcke sind in diesem Stadium so stark und reif gegliedert, daß ihre ursprüngliche Form kaum noch zu erkennen ist. Die landschaftliche Schönheit hat sehr gewonnen, gleich wie das voll-

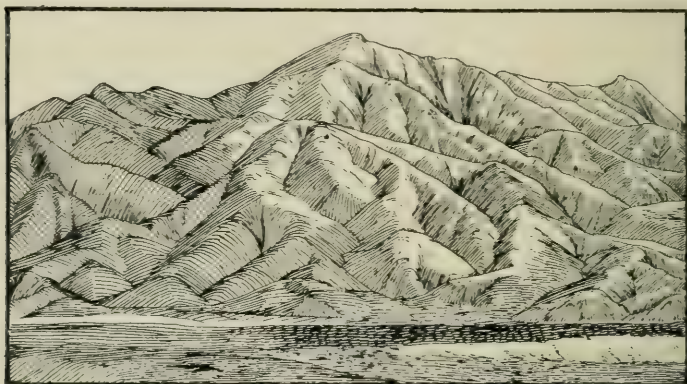


Abb. 57. Reif zerschnittene Bruchstufe in Utah.

endete Standbild schöner ist als der rohe Marmorblock. Der Schutt, der aus den Tälern entfernt ist, bildet leicht geneigte Kiesebenen in den Senken, wobei die Aufschüttung so stark ist, daß sie an den Flanken der Berge emporreicht, deren Relief dadurch vermindernd.

Es ist verständlich, daß die hohen Ketten von Nevada stärker auf die Atmosphäre einwirken als die besprochenen niedrigeren. Der Niederschlag in den Senken ist auch hier sehr gering, aber während die Sonne in den Ebenen brennt, umlagern dicke Wolken die Gipfel und spenden ihnen Regen oder Schnee. Die Bäche führen das Wasser hinab, wo sie aus den Bergen heraustreten, liegen die Siedelungen; die Bewässerung erlaubt hier den Ackerbau, während es weiter von den Bergen weg dazu zu trocken ist. Da wo sich Erze im Gebirge finden, sind in den Tälern Minenorte emporgeblüht.

Auf mitteleuropäischem Boden ist das aus stark gestörten Gesteinen bestehende und zu greisenhaften Formen abgetragene Erzgebirge eine Aufwölbung, deren Südseite auf längere Strecken eingebrochen ist. Hier erhebt sich das Gebirge in einer frühreif zerschnittenen Stufe von wechselnder Höhe. Stücke gealterter Oberflächen in 600 m Höhe lassen eine wiederholte Aufwölbung vermuten.

3. **Das alte Schollengebirge.** Im südöstlichen Kalifornien treten uns aus gefaltetem Gestein aufgebaute Hügelreihen entgegen, die sich aus leicht geneigten Kiesflächen erheben; hier und da sieht man den felsigen Untergrund der Schuttablagerung zutage treten, dessen Fläche die verschiedenen Gesteine glatt abschneidet, ohne jede Rücksicht auf Lagerung und Zusammensetzung. Wir können annehmen, daß diese Hügel die letzten Überreste von aufgerichteten Schollen sind, deren Verschiebung so weit zurückliegt, daß sie schon wieder fast völlig abgetragen sind, und zwar bis zu einem so niedrigen Niveau, daß sie kaum noch tiefer herunter zerstört werden können. Die Landschaft scheint also im Altersstadium des Zyklus zu stehen. In ihrer fernen Jugend waren die Hügel ungegliederte Blöcke, bei denen der Fuß der steileren Seite genau dem Verlauf des Bruches folgte; im lange schon verflossenen Reifestadium gliederten sie Rücken, Sporne und Täler mit verschiedenen Strukturen, die längs des Bruches abgeschnitten wurden, obwohl die Bruchfläche reif zerschnitten war. Jetzt sind es alte Berge, unter dem beständigen Angriff der Verwitterung zu Hügeln geworden; die Sporne gehen unregelmäßig, bald hier bald dort endend, in eine Erosionsebene über, die weit hinter dem ursprünglichen Rande der verschobenen Blöcke liegt.

Wir müssen an dieser Stelle feststellen, daß sowohl in Oregon wie in Nevada einige der jungen und reifen Schollenberge, die erwähnt wurden, nicht aus einfach geneigten Schichten bestehen, die vor den Störungen horizontal lagerten, sondern aus unregelmäßig gelagerten, gefalteten und gestörten Gesteinsmassen, und daß ihre unzerschnittenen Stufenlehnen, wo solche noch erhalten und der Beobachtung zugängig sind, die gestörten Schichten abschneiden. Daraus schließen wir, daß diese gestörten Massen bereits in einem früheren Erosionszyklus so weit abgetragen worden sind, daß die Landschaft sich dem Altersstadium näherte oder es erreicht hatte, bevor sie in Schollen zerbrachen und durch Hebung der neue

Erosionszyklus einsetzte. Die Endform des früheren Zyklus ist demzufolge die Urform der Lehnen der Schollen in dem neuen. In allen solchen Fällen ist es für ein klares Verständnis von Wichtigkeit, zuerst die Struktur hervorzuheben, dann so genau wie möglich das Stadium zu bestimmen, das in dem ersten Zyklus vor den Störungen erreicht wurde; weiter die Stellung, welche die verschobenen Schollen im Anfang des gegenwärtigen Zyklus einnahmen, und schließlich muß das Stadium erwähnt werden, das im jetzigen Zyklus erreicht ist. Natürlich, wenn dieser letztere bis zur späten Reife oder gar Alter abgelaufen ist, dann wird jede Spur der Formen des früheren verschwunden sein, wie in den Beispielen aus dem südöstlichen Kalifornien; aber bis dahin ist es sehr wichtig, genau die erhaltenen Reste der gehobenen Urform zu erkennen und als das Ergebnis weit vorgeschrittener Erosion in einem früheren Zyklus zu beschreiben.

4. **Das Faltengebirge: Jugendstadium.** Der Schweizer Jura, auf dem die Grenze zwischen Frankreich und der Schweiz läuft, besteht aus einer Anzahl paralleler Sättel, zwischen denen muldenähnliche Senken liegen, die in nordöstlicher Richtung gestreckt sind. Jeder Sattel besteht aus einer Schichtgruppe die aufwärts gebogen ist, während der benachbarte Trog von einer Abwärtsbiegung derselben Serie unterlagert wird. Aus der Struktur und der Fossilführung der Schichten ergibt sich mit Sicherheit, daß dieselben ursprünglich annähernd horizontal auf dem Meeresboden abgesetzt worden sind. Durch starken Seitendruck gezwungen, haben sie ihre gegenwärtige Sattel- und Muldenlagerung angenommen.

Es ist wahrscheinlich, daß eine große Menge relativ weicher Schichten von der gefalteten Masse entfernt worden ist; einige Reste derselben finden sich noch in den Mulden, aber die Sättel bestehen aus hartem Gestein. Von der Verwitterung sind auch einige der obersten harten Schichten im Kamme der Sättel zerstört worden, wodurch die darunter lagernden weichen Gesteine aufgedeckt wurden, die ihrer Entfernung wenig Widerstand boten, so daß wir Täler in der Längsrichtung der Sättel finden. Dann ragen nur die Kanten der harten Glieder als seitliche Höhen hervor.

Obwohl hier schon viel Erosion stattgefunden hat, gleicht das Bild des Gewässernetzes im Jura dem von Oregon darin, daß die Rinnsale dem Gefäll der umgeformten Oberfläche folgen, mit anderem Worte die Entwässerung konsequent ist. Kurze Bäche laufen an

den Hängen der Sättel hinab, wo sie Schluchten einschneiden (Abb. 58); längere Flüsse entstehen in den Mulden, die sie bald hier, bald da verlassen, wo sich eben eine Gelegenheit bietet. Gelegentlich durchbricht ein Fluß einen Sattel und geht in einer tiefen Schlucht, an deren Wänden die Lagerung sichtbar wird, in das Nachbartal über (Abb. 58; mittelster Rücken). Die Entstehung dieser Querflüsse und ihrer Täler ist nicht so einfach zu erklären als die der anderen Arten.

Wie in allen Bergländern mit erheblichen Reliefunterschieden ist auch hier die Form der Oberfläche von starkem Einfluß auf die

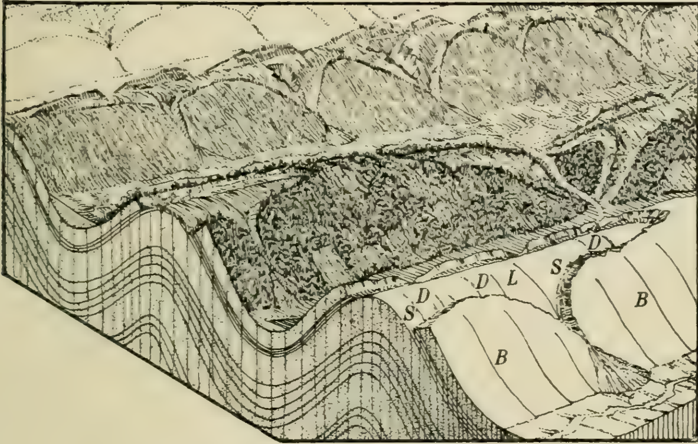


Abb. 58. Diagramm eines jungen Faltengebirges (Schweizer Jura).

Verteilung, Beschäftigung und Bewegung der Bewohner. Die Talböden sind dicht besiedelt, wobei zu bemerken ist, daß sich oft Städte an der Mündung eines Quertales entwickelt haben. Die Verkehrslinien folgen im allgemeinen den Talzügen, nur kleinere Pfade führen zu den Feldern und Weiden auf den Höhen. Gelegentlich liegen kleine Dörfer am Kamme größerer Sättel. Die steilen Hänge sind meist bewaldet.

Auch für diese einfache Form des Berglandes gibt es kaum irgendwo in der Welt ein Gegenstück. Die Hügelketten von Oregon und die Falten des Jura sind wie elementare Beispiele, die die Natur uns hingestellt hat, damit wir die Bedeutung der geordneten Betrachtung nach Struktur und Urform der gehobenen Masse, den

Erosionsvorgängen, die sie zerschnitten, und dem erreichten Stadium lernen. Denn alle diese Faktoren sind für die klare Beschreibung einer Bergform oder einer anderen Landschaft wichtig.

5. Das Kuppelgebirge. Die „Schwarzen Berge" (Black Hills) im südlichen Dakota zeigen eine mächtige Schichtenserie, die eine kugelförmige Auftreibung durch eine Hebung ihrer Grundlage erlitten haben (Abb. 59). Die Kuppel ist ungefähr 200 km lang und 100 km breit, der Gipfel 2350 m hoch. Eine beträchtliche Schicht der aufgetriebenen Gesteine ist bereits von der Kuppel entfernt worden. Die Kanten der härteren Glieder dieser angegriffenen Schichten bilden Stufen, die um den Fuß der Kuppel laufen, während konzentrische Täler in die weicheren Schichten zwischen

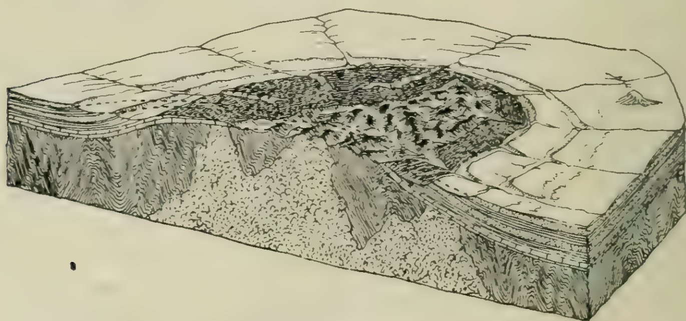


Abb. 59. Diagramm eines Kuppelgebirges (Black Hills).

den Stufen erodiert sind. Täler dieser Art, die augenscheinlich von dem anfänglichen Gefäll der Oberfläche unabhängig längs der weichen Strukturen erodiert sind, bezeichnen wir als „subsequent". Die radial hinausführenden konsequenten Flüsse haben radiale konsequente Täler eingeschnitten, die jetzt reif entwickelt sind. Diese Täler sind eng in der zentralen Kuppel und da wo sie durch die umliegenden Rücken harten Gesteins führen; wo sie weichere Schichten kreuzen, münden in die konsequenten die bereits erwähnten subsequenten Täler.

Der Dartmoor Forest auf Cornwall besteht aus einer Granitmasse von rundlichem Umriß, durch deren Aufsteigen die sie überlagernden Gesteinsmassen, Kalke und Sandsteine, eine kugelförmige Auftreibung erlitten haben. Die Durchmesser der Kuppel betragen 30 : 40 km, die Höhe über 700 m. Die überdeckenden Schichten sind zum großen Teil fortgeführt und umgeben, die härteren als

Stufen aufragend, kranzförmig die Granitkuppel. Die Flüsse haben sich radial, konsequent zu den Hängen der Auftreibung entwickelt. Ein linker Nebenfluß des Bovey hat sich, weichen Strukturen folgend, bei der großen Nähe seiner Erosionsbasis besonders kräftig subsequent nach rückwärts entwickelt und eine Reihe radial konsequenter Flüsse abgefangen. Es ist der jetzige Teign. Im Inneren ist die Kuppel reif zerschnitten, durch die Schichten am Rande gehen die Flüsse in engen Tälern hindurch.

Während auch hier die äußeren Teile des Berglandes unter Trockenheit zu leiden haben, ist im Inneren infolge der größeren Höhe der Niederschlag so stark, daß dichte Wälder die Hügel überziehen, die ihnen den Namen der „Schwarzen" verschafft haben. Die Zerschneidung geht hier im Inneren, wie wir sehen, so weit, daß die Grundlage des Gebirges freigelegt ist, und mit ihr die mineralischen Schätze, die sie enthält. So konnten sich hier Siedelungen und Industrie leicht entwickeln.

6. Das Hochgebirge. Einige Gebirge, wie gewisse Teile des Felsengebirges, deutlicher noch die Alpen, der Kaukasus und der Himalaya, besitzen eine große Mannigfaltigkeit im Aufbau und noch mehr in den Formen der Gipfel, Ketten, Schluchten und Täler. In manchen Fällen besteht der höchste mittlere Zug aus widerstandsfähigen kristallinen Gesteinen, die von steil gestellten Schichtgesteinen umgeben werden. Doch ist das Verhältnis der beiden zueinander als Grundlage und Decke, wie in früheren Beispielen, schon lange verschwunden. Beide sind stark gestört und zerschnitten, als wenn sie unter beständigem starkem Angriff von Wetter und Wasser wiederholt in einzelnen Blöcken schräggestellt, zu Domen aufgewölbt und in Falten gelegt worden wären. Die erklärende Beschreibung dieser Berge ist oft schwierig.

Neuere Forschungen haben uns indessen eine Reihe von Hochgebirgen kennen gelehrt, die verschiedene Stadien der Entwicklung der Erosion in sehr deutlicher Weise darbieten. Die Anden von Bolivia sind zum größten Teile breite, plateau-ähnliche Massen mit einer Oberfläche von mäßigem Relief und Höhen von 3000 bis 4000 m. Diese ebene Oberfläche befindet sich aber nicht in Übereinstimmung mit den stark gestörten Strukturen der Masse. So müssen wir wie bei einigen der Bergketten im südöstlichen Kalifornien den Schluß ziehen, daß die Massenanschwellung der Anden eine ausgedehnte Aufwölbung eines abgetragenen Tieflandes

ist, das in einem früheren Zyklus aus einem Urhochgebirge so weit erniedrigt wurde, als es mit Rücksicht auf die Erosionsbasis jener Zeit möglich war. Seitdem wurde dasselbe zu seiner jetzigen Höhe gehoben, wobei einzelne Becken durch Brüche gebildet werden; diese Hebung liegt so wenig weit zurück, daß im Laufe des neuen damals begonnenen Zyklus erst wenig von der Masse durch die Erosion verändert worden ist. So dienen die späten Formen des vorigen als Urformen des jetzigen Zyklus. Nur auf dem Ostabhang, der stärkere Niederschläge empfängt, sind tiefe Täler bis fast zur Reife eingeschnitten, die der Erhebung einen wahrhaft bergigen Charakter verleihen. Dasselbe Schicksal wird zweifellos auch den Rest betreffen, wo das Klima trockener ist und die Veränderungen im jetzigen Zyklus so gering sind, daß die Landschaft, selbst der hoch gelegenen Teile, mehr der eines Plateaus als einer Bergkette gleicht.

Der Tien-schan, ein Hochgebirge Asiens, scheint ähnlicher Entstehung zu sein. Er enthält ausgedehnte Hochflächen in Höhen von 3000 bis 3500 m, die aber nur schwaches Relief aufweisen. Die Struktur ist wie bei den Anden von Bolivia stark gestört; wir müssen aus ihr schließen, daß bei Eintritt der Störungen sich Berge hoch und uneben über die jetzige Oberfläche erhoben. Aber diese früheren Unebenheiten wurden zum größten Teil in einem ersten Erosionszyklus zerstört; erst als dieser ziemlich weit fortgeschritten war, begann eine neue Störungsperiode, in deren Verlauf das Tiefland wieder große Höhen erreichte. Mit ihr waren viele Brüche und Schrägstellungen verbunden, so daß in einzelnen Gegenden Schollenketten erzeugt wurden, während anderswo sich nur ausgedehnte Massen hoben. Es scheint nach den besten Berichten, die wir besitzen auch, als ob stellenweise, vermutlich wo widerstandsfähige Strukturen herrschten, der frühere Zyklus seine Reife noch nicht erreicht hatte, so daß sich dort große, noch nicht vernichtete Berge über die Erosionstiefländer der Nachbarschaft erhoben hätten. Durch die neue Hebung gelangten diese Berge zur Stellung beherrschender Gipfel über den ebenfalls gehobenen Hochländern. Die Erosion im gegenwärtigen Zyklus hat längs der steilen Ränder der zerbrochenen und schräg gestellten Blöcke schon Beträchtliches geleistet, ist aber sonst nur von geringer Bedeutung. Wie oft in solchem Falle bleiben auch hier einige weniger gehobene Gegenden als tiefere Becken bestehen. Füllen sich diese z. T. mit

Wasser, so erscheinen sie als Seen, werden sie mit Schutt aufgefüllt, so sind es Ebenen zwischen den Bergen.

Das Felsengebirge in Montana reiht sich hier an. Es besteht aus stark gestörten kristallinen und geschichteten Gesteinen; aber es kommt häufig vor, daß der Zug der Bergmassen und Ketten nur wenig Beziehungen zum Verlauf der Strukturen hat. Ja oft bilden sogar widerstandsfähige Massen nur geringe Höhen, anstatt als Gipfel aufzuragen; wiederholt tauchen die härtesten Glieder der Schichtenserie in den alluvialen Ablagerungen der beckenförmigen Senken unter, welche zwischen den Bergen in großer Zahl liegen. Angesichts alles dessen müssen wir annehmen, daß der Periode starker Störungen, die zuerst der Landschaft ihren bergigen Charakter gab, ein Zyklus ausgedehnter Erosion folgte, in dessen Verlauf die aufgefalteten Ketten im allgemeinen zu mäßigen oder geringen Höhen abgetragen wurden; daß dann eine neue Störungsperiode einsetzte, die keine Rücksicht auf die früheren Störungslinien nahm. Einzelne Teile der abgetragenen Masse erhielten wieder Bergeshöhen; andere wurden zu Senken umgestaltet. Die Berge, die wir heute in Montana sehen, sind das Ergebnis frühreifer bis reifer Erosion an den abgetragenen und neu aufgewölbten Massen; die Beckenebenen, die hier eine so charakteristische Erscheinung bilden, haben in sich einen großen Teil des Schuttes aufgenommen, der von den Bergen im gegenwärtigen Zyklus abgetragen wurde. Einzelne Teile der Appenninen können ähnlich beschrieben werden.

Wie viele andere Hochgebirge eine ähnliche Geschichte haben, ist noch nicht bekannt; doch mehrt sich durch die neueren Forschungen rasch die Reihe derjenigen, die unzerschnittene Hochländer besitzen, deren Oberfläche die gestörten Strukturen abschneidet, die daher als zweizyklisch beschrieben werden müssen. Einige Hochlandsgebiete dieser Art kommen im nordwestlichen Himalaya in sehr großer Höhe vor, tiefe Täler sind an den Seiten eingeschnitten; andere sind aus Tibet bekannt geworden.

In allen solchen Fällen ist die Erkenntnis von Wichtigkeit, daß die heutige Höhe der Bergkette nicht das Ergebnis der seitlichen Faltung ist, welche ihre gefaltete, komplizierte Struktur schuf. Denn nach der Faltung wurde die von ihr betroffene Masse ja zu dem geringen Relief abgetragen, das uns in den Hochländern entgegentritt, eine Formengruppe, wie sie nur erzeugt werden konnte, wenn die ganze Masse sich in einer viel tieferen Lage zur Erosionsbasis

befand als jetzt. Die große Höhe ist vielmehr einer neuen Hebung zuzuschreiben, die oft mit Bruch, Schrägstellung und Verbiegung verbunden war, aber ohne seitliche Zusammenschiebung.

In vielen Hochgebirgen ist der jetzige Erosionszyklus so weit fortgeschritten, daß keine Spur einer früheren Fläche erhalten ist. In diesem Fall müssen die Berge als von einem Zyklus herrührend betrachtet werden.

Bei Gebirgen, die wirklich nur einen Zyklus durchlaufen haben, der mit seitlicher Faltung begann und sich mit normaler Erosion fortsetzte, fällt Verlauf und Ausdehnung der Ketten genau mit dem Gebiet zusammen, das durch den seitlichen Zusammenschub betroffen wurde. Anders bei zweizyklischen Gebirgen. Da kommt es oft vor, daß die aufwölbenden Kräfte, deren Eingreifen den ersten Zyklus unterbrach und den zweiten begann, zu den Angriffslinien der Faltung kaum Beziehungen haben. Dann ist die Anordnung der jetzigen Berge weit mehr von der posthumen Aufwölbung mit ihren Schollen und verbogenen Hochländern abhängig, als von dem Streichen der gefalteten und gestörten Gesteine, aus welchen sie bestehen. Das ist der Fall bei vielen der Blockketten von Nevada und mit einzelnen des Tien-schan.

7. **Die Alpen.** Ein zweizyklischer Ursprung der Westalpen wird durch die Unterschiede zwischen dem Nord- und Südrand des Gebirges angezeigt. Einzelne Randketten des Nordens, z. B. in der Nachbarschaft des Rigi, bestehen aus aufgerichteten und gefalteten Konglomeraten, die einst alluviale Tiefländer am Nordfuß der Berge bildeten. Diese randlichen Ketten sind jetzt durch das Eingreifen der Faltung in früher nicht bergiges Gebiet dem Ganzen zugefügt worden. Obwohl die gefalteten Schichten bereits ziemlich erodiert sind, enthalten sie Formen, die sich noch in guter Übereinstimmung mit der Struktur befinden, in ähnlicher Weise, wie es für den Rand der Black Hills oder für den Jura beschrieben wurde, aber mit entschieden größeren Störungen. Diesen Teil der Alpen können wir daher als nur von einem Zyklus betroffen ansehen.

Hier muß aber jetzt hervorgehoben werden, daß die Konglomerate des Rigi Gerölle von Gesteinen enthalten, die am Südrande des Gebirges vorkommen. Es sieht daher so aus, als ob der Kamm des Gebirges früher weiter südlich als jetzt gelegen hat, und wir schließen daraus, daß zusammen mit der Faltung der nördlichen Flußablagerungen eine ausgedehnte Umformung des Restes der Masse

einherging, in deren Verlauf der südliche Kamm von seiner früheren großen Höhe zu den mäßigen Höhen, die jetzt am Südrande vorkommen, gesenkt wurde; daß weiter zu derselben Zeit eine neue Erhebungsachse sich nördlicher als bisher ausbildete, längs der die jetzigen größten Höhen auftreten. Als Folge dieser erneuten Aufwölbung ist die neue Zerschneidung so weit vorgeschritten und hat die gehobenen Massen so weit zerstört, daß die gegenwärtigen Gipfel der mittelsten Zone keine Anzeichen der Formen des früheren Zyklus bewahrt haben, in die sie eingegraben sind, sie vielmehr nur die Formen eines einzyklischen Gebirges aufweisen. Andererseits überlagern am Südrand die jungen Absätze der Poebene deutlich erodierte und abgetragene Formen, die also nach erheblicher Erosion gesenkt sein müssen, um ihre gegenwärtige Decke erhalten zu können.

Nach alledem scheint es, als ob die Alpen in wellenähnlicher Weise nach Norden vorgerückt wären; dies Vorrücken erfordert, daß wir sie als ein Gebirge von zweizyklischem Ursprung ansehen.

Des systematischen Ganges wegen und um gute Erklärungen geben zu können, überlassen wir die weitere Beschreibung der früher stärker vergletscherten Hochgebirge, wie der Alpen, dem späteren Kapitel, in dem die Glazialerosion behandelt wird, und betrachten hier nur Gebirge, auf die normale Erosion eingewirkt hat.

8. Die Höhen des Gebirges. Die einzelnen Formen eines Gebirgslandes lassen sich am besten so erörtern, daß wir zuerst die Beispiele nehmen, von denen der zweizyklische Ursprung sich feststellen läßt, und von diesem nur die Fälle betrachten, bei denen normale Erosion allein in Frage kommt.

Die wesentlichen Punkte des Problems sind: erstens eine Masse mit mannigfacher Struktur, die in einem früheren Erosionszyklus zu mäßigem bis geringem Relief abgetragen worden ist. Zweitens eine mehr oder minder einheitliche Hebung, durch welche der Ablauf des früheren Zyklus unterbrochen und ein neuer eingeführt wurde. Drittens ein Fortschritt der neuen erosiven Vorgänge bis zu einem gewissen Stadium.

Die abgetragene Masse kann von einfachem oder von sehr kompliziertem Aufbau sein, aus kristallinen, Schichtgesteinen oder beiden bestehen; die geschichteten Glieder können geneigt, gefaltet, von Verwerfungen durchsetzt und unregelmäßig gestört sein; ihre einzelnen Teile mögen gleich oder verschieden wider-

standsfähig sein. Nach den verschiedenen Strukturen kann man zweizyklische Gebirge in verschiedene Klassen einteilen; aber welcher sie auch angehören mögen und wieweit die Erosion des ersten Zyklus gekommen ist, immer werden die übriggebliebenen Hügel und Höhenzüge, mit aus steinigem Boden gelegentlich aufragendem Gestein, die widerstandsfähigsten Strukturen enthalten, ausgenommen wenn die ganze Masse gleich hart ist, in welchem Fall die Höhen einfach die stehengebliebenen Reste an den Wasserscheiden zwischen den Hauptflüssen siud. Die Täler und Tieflande mit ihrer dicken Decke fein verwitterten Bodens werden vornehmlich in den weichen Strukturen ausgetieft worden sein. Manche dieser Täler gehören sicherlich dem subsequenten System an, durch welches das ursprüngliche konsequente ersetzt wurde — ausgenommen wiederum, die Masse hat gleichförmige Widerständigkeit, in welchem Fall die Täler die unbestimmte Unregelmäßigkeit der insequenten Gruppe zeigen.

Die Aufwölbung, die den neuen Zyklus einführt, kann im Betrag, in der Regelmäßigkeit und an Geschwindigkeit schwanken. Die Urform des neuen Zyklus hängt dann von der Höhe und Stellung ab, welche die ganzen oder die zerbrochenen Teile der früher tief gelegenen Oberfläche durch die Hebung erhalten haben. Ist diese gleichmäßig vor sich gegangen, so werden die Flüsse in einen neuen Zyklus ihrer Tätigkeit übergeführt, ohne daß ihre Läufe wesentlich gestört würden. Ist sie mit vielen Verbiegungen und Schrägstellungen verbunden, so werden die früheren Entwässerungslinien zum größten Teil durch neue ersetzt werden, die zu den neuen Böschungen konsequent sind. Ausnahmen von dieser Regel finden sich da, wo zufällig die neue Schrägstellung mit der Richtung früherer Flußläufe zusammenfällt und nur deren Gefäll vergrößert wird, oder wo das frühere Relief stark genug ist, daß die Flüsse doch noch Gefäll genug behalten und nicht abgelenkt werden, oder schließlich da, wo kräftige Ströme als antezedent ihren Lauf gegenüber der Hebung zu behaupten vermögen, wie das bereits erwähnt wurde.

Auf solchen Urformen also und mit solchen Entwässerungslinien beginnt der neue Zyklus sein Werk, und das Land durchläuft Jugend, Reife und Alter, wenn keine neue Störung eintritt.

Alle diese Faktoren muß eine erklärende Beschreibung enthalten, wenn auch schon der jetzige Zyklus alle Formen des früheren

vernichtet hat. Einige Beispiele werden uns die Anwendung der Grundsätze zeigen.

Das Rheinische Schiefergebirge besteht aus aufgerichteten und steil gestellten Schichten, die im allgemeinen NO—SW streichen, zum größten Teil widerstandsfähig sind und einzelne Quarzitstreifen von außerordentlicher Härte enthalten. Die ganze Masse wurde in einem früheren Zyklus zu breiten, leicht welligen Tiefländern abgetragen, die hier und da von den stehengebliebenen Quarzitrücken überragt wurden. Diese Rücken umhüllte grober, kriechender Schutt, während verwitterter Boden das Tiefland deckte. Dann, wenn wir nur die großen Züge hervorheben und viele Einzelheiten weglassen, wurde die ganze Masse aufgewölbt und dadurch die Flüsse, die ihre Läufe beibehielten, neu belebt. Die größeren, wie Rhein, Mosel und Lahn, haben jetzt bereits ihre Täler mit Rücksicht auf die neue Erosionsbasis ausgeglichen und beginnen Flußebenen abzulagern. Nur an wenigen Stellen bilden die härtesten Gesteine in ihrem Lauf noch Stromschnellen (Binger Loch) und mußten zum Teil durch Sprengung fortgeschafft werden. An den Talwänden tritt oft das kahle Gestein zutage, häufiger noch ist es schon wieder mit einer kriechenden Schicht groben Schuttes bedeckt: die Täler müssen daher als nahezu reif angesehen werden. Zur gleichen Zeit haben ihre Zuflüsse ihre Täler so weit vertieft, daß jetzt die größeren gleichsohlig münden, während die kleineren eine normale Stufenmündung aufweisen; alle aber sind sie eng und das Gefäll der Betten groß und unausgeglichen. Zwischen den neu eingeschnittenen Tälern liegen wellige Hochlandflächen, die noch wenig gegenüber der von dem früheren Zyklus übernommenen Form verändert sind, so daß wir das Gebirge als Ganzes gesehen als jung beschreiben müssen. Doch sind einige Teile von weniger widerstandsfähigem Bau bereits weiter zerschnitten und in ein Hügelland aufgelöst. Die stehengebliebenen Riedel sind im ganzen noch kaum von Veränderungen berührt, ausgenommen da, wo die Täler des früheren Zyklus, die durch sie hindurchgeführt haben, von neuem eingetieft worden sind. Bei noch stärkerer Aufwölbung und nach längerer Zeit wird augenscheinlich die wellige Hochfläche stärker zerschnitten und in ein Bergland mit starkem Relief verwandelt werden.

Das französische Zentralplateau ist wieder eine Landschaft mit gestörter und widerstandsfähiger Struktur, die in einem früheren

Zyklus bis zu geringem Relief abgetragen und dann gehoben wurde, so daß ein neuer Zyklus begann. Sein Südostabhang, der unter dem Namen der Cévennen bekannt ist, ist infolge seiner starken Neigung in seiner neuen Höhenlage weit stärker zerschnitten als das übrige Plateau; nur schmale Reste des gehobenen Tieflandes des früheren Zyklus sieht man gelegentlich an den Gipfeln seiner Rücken in Höhen von etwa 1000 m zwischen tief eingeschnittenen frühreifen bis reifen Tälern, aber meist ist jede Spur der Formen des früheren Zyklus verloren gegangen. Die kleineren Zuflüsse münden hier alle gleichsohlig in die Hauptflüsse, und die Talwände überzieht eine Decke kriechenden steinigen Schuttes.

Eine bemerkenswerte Eigenschaft der kleinen Quelltäler ist das große Gefäll ihrer Flüsse. Wo zwei solche Flüsse rückwärts gegeneinander hin arbeiten, wird das Hochland zwischen ihnen zerstört und zu einem Paß erniedrigt. Die feine Verästelung der Quelltäler ist weiter ein charakteristisches Merkmal normal zerschnittener Berge dieser Art, immer münden sie gleichsohlig ineinander. Eng mit den verästelten Wasseradern sind die zahllosen verzweigten Schuttstreifen und Decken verbunden, die sich überall die steilen Talhänge hinab bewegen, nur hier und da durch herausragendes, anstehendes Gestein unterbrochen.

Der Tien-schan ist ein so ausgedehntes Bergland und enthält so verschiedene Formengruppen, daß erst wenige davon erklärend beschrieben sind. Der Aufbau der Masse ist nach Zusammensetzung und Lagerung sehr verschieden, aber meist sehr mannigfach. Sie wurde in einem früheren Zyklus auf weite Strecken zu mäßigen Höhen abgetragen und stand damals wohl mit der großen Fastebene in Verbindung, die noch jetzt tiefliegend und ungestört den Boden des westlichen Sibirien auf weite Strecken hin bildet. Das Bergland von heute ist dank einer neuen Bewegung bergig, die für große Gebiete eine einfache Hebung mit geringen Störungen war; so muß man wenigstens nach der großen Ausdehnung der Hochlande schließen, in welchen eine wellige Oberfläche die aufgerichteten Schichten glatt abschneidet. Anderswo ging mit der Bewegung Bruch und Schrägstellung größerer und kleinerer Schollen einher, von denen eine die Alexander-Kette im Westen des Issyk Kul bildet. Die Zerschneidung der gehobenen Massen hat im Lauf der größeren Flüsse tiefe Schluchten geschaffen, auf deren Bett die Wasser ungeregelt dahinbrausen, während sie die Kiesebenen der

durch Aufschüttung ausgeglichenen Senken gemächlich durchfließen. Im ganzen ist die Erosion im neuen Zyklus noch so wenig vorgeschritten, daß größere Strecken der alten Oberfläche noch kaum betroffen worden sind und nur die schmalen hohen Schollen stärker angegriffen wurden. Ein Beispiel dafür ist der Bural-bas-tau im Südosten von Son-Kul. Während sich der Osten dieses Bergzuges bei Höhen von 3600 bis 3900 m als ein schneebedecktes Plateau zeigt, ist in seiner Mitte ungefähr der Zusammenhang der Plateaufläche durch die rückschreitende Erosion neuer Täler von beiden Seiten her aufgehoben und dadurch die Ebenheit in einen schmalen Rücken verwandelt worden. Weiter im Westen, wo die junge Hebung größer war, geht die randliche Zerschneidung so weit, daß die Plateaufläche, die hier geradeso wie weiter im Osten bestanden hat, jetzt in eine Reihe scharfer Gipfel aufgelöst ist.

9. **Die Gipfel und das obere Denudationsniveau.** Es ist bereits auseinandergesetzt, daß, wenn einzelne stehengebliebene Hügel und Berge auf einem Erosionstiefland vorhanden sind, sie dann die Gipfel der Landschaft bilden, wenn eine Hebung das Tiefland in einen neuen Zyklus der Bergbildung hinübergeführt hat. Das ist der Fall mit dem Pikes Peak in Colorado, der um viele hundert Meter das wiederzerschnittene Hochland überragt, das die Randkette des Felsengebirges bildet. Während der ersten Stadien des neuen Zyklus werden solche beherrschenden Gipfel nur durch die Verwitterung angegriffen, weil noch keine tiefen Täler an ihrem Fuß eingeschnitten sind, und überziehen sich mit Schutt, wenn wir von dem besonderen Fall einer Vergletscherung absehen; erst wenn das gehobene Hochland reif zerschnitten ist, werden auch sie von neuen Tälern unterschnitten, ihre Hänge dadurch wesentlich steiler, ihre Zerstörung beschleunigt. So werden im vollen Reifestadium einer derartigen Landschaft — und dasselbe gilt wahrscheinlich von der vorgeschrittenen Reife einer Bergmasse von einzyklischem Ursprung — die höchsten Teile heftig angegriffen und zu zugeschärften Spitzen gestaltet, deren Form durch den Schnitt der roh ausgeglichenen Talwände zustande kommt. Die dadurch bestimmte Höhengrenze hat man „oberes Denudationsniveau“ genannt im Gegensatz zum unteren Denudationsniveau oder der Erosionsbasis. Wir haben Grund anzunehmen, daß der Khan Tengri, der höchste Gipfel des Tien-schan, und ebenso der Montblanc in den Alpen ein überlebender Berg eines früheren Erosions-

zyklus ist, der durch die allgemeine Hebung, die den zweiten Zyklus einleitete, seine jetzige Höhe erhielt und daß er noch nicht zum oberen Denudationsniveau der Gegenwart abgetragen ist.

Die im allgemeinen gleichen Höhen vieler Alpengipfel sind als das Resultat einer Abtragung vieler sehr ungleicher Erhebungen zum oberen Denudationsniveau erklärt worden.

10. Die Täler im Bergland. Während des Fortschreitens erneuter Zerschneidung eines Hochlandes im Bergland dehnen sich viele subsequente Täler durch rückwärtige Erosion längs der Gürtel weicher Gesteine zu größerer Länge aus als bisher. Sie ziehen daher allmählich eine große Fläche an sich, die ursprünglich bei Beginn des früheren Zyklus durch die konsequenten Flüsse entwässert wurde. Wir können daher erwarten, daß in einem Bergland, das zwei Zyklen, und noch mehr in einem solchen, das drei Zyklen



Abb. 60. Umkehrung des Reliefs in einem zerschnittenen Faltengebirge (O — W-Profil durch die Dômes des Nemenchas in Algier). Länge 1 : 800 000.

q = durch Schutt verhüllte weiche Schichten, verschiedenen Alters,
e = harte Kalke des unteren Eozän,
m = Mergel an der Basis des Eozän,
cr = Kalke der Kreide,
i = Kalke der Jura,
g = Dolomite der Trias.

durchlaufen hat, die gegenwärtige Anordnung der Flüsse eine andere als die ursprüngliche ist. Eine solche Entwässerung darf man als „angepaßt" beschreiben.

Zugleich mit der Entwicklung subsequenter Längstäler in den Streifen weicher Strukturen geht ein Herauspräparieren der harten als Rücken einher (Abb. 60). Mit anderen Worten: wir finden eine zunehmende Anpassung der Form an den Aufbau und eine wachsende Unabhängigkeit der Skulpturformen vor der Urform, die am Beginn des ersten Zyklus durch Faltung erzeugt wurde. Das folgende Beispiel bringt Erläuterungen zu diesem Prinzip.

Die Appalachien von Pennsylvania (Abb. 61) bestehen aus einer umfangreichen Serie von Schichtgesteinen, innerhalb der drei mächtige widerstandsfähige Sandsteingruppen zwischen weicheren Schichten liegen; die ganze Serie wurde eng zusammengefaltet, die Achsen der Faltung verlaufen NO — SW. Die gefaltete Masse wurde in einem früheren Erosionszyklus bis zu geringem Relief abgetragen,

und selbst die harten Sandsteine ragten nur noch als schwache Züge hervor. Dann trat eine Hebung ein, und in dem neuen Erosionszyklus wurden in den weichen Schichten Längstäler und und Tieflandstreifen mit fein zersetztem Boden ausgebildet, die von den Sandsteinen in schmalen langen rippenförmigen Höhen überragt werden, deren ebene Kämme anzeigen, daß sie noch keinen beträchtlichen Verlust an Höhe gegenüber der, die ihnen die neue Hebung gab, erlitten haben; grober Gesteinsschutt verhüllt ihre Hänge. Wir können hier von einer „Schichtrippenlandschaft" sprechen.

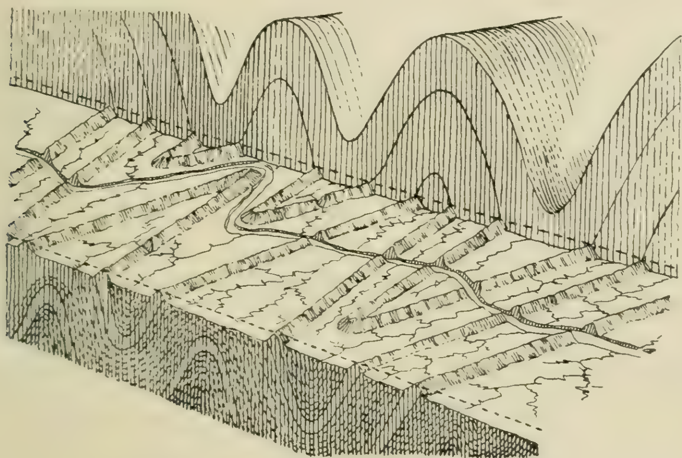


Abb. 61. Diagramm der Alleghenies, Pennsylvania.

Als dieser Zustand erreicht war, trat eine zweite Hebung ein, weniger stark als die vorige. Wieder wurden die Flüsse belebt, und jetzt haben sie das Reifestadium mit schmalen Flußebenen in den Streifen weicher Gesteine erreicht, aber wo sie die harten Rippen in scharfen Kerben durchschneiden, da sind die Wände dieser Kerben noch steil und jugendlich. Die Anordnung der Rippen in scharfem Zickzack ist eine notwendige Folge des gleichförmigen Abschneidens des Faltenbaues in dem ersten Erosionszyklus, da die Achsen der Faltung nicht horizontal verliefen. Obgleich beim ersten Blick in der Verteilung von hoch und tief Unordnung zu herrschen scheint, entdeckt man bei genauerem Zusehen doch deutlich ein System. Die Rippen, die von den drei

harten Sandsteingruppen gebildet werden, verlaufen untereinander in geordneten Abständen und zeigen in ihren scharfen Knicken eine bewundernswerte Übereinstimmung. Die Kerben, in denen die Flüsse sie durchschneiden, sind eine notwendige Folge des Beharrens ihrer Läufe, die sie im ersten Zyklus gewonnen hatten, durch den zweiten und dritten hindurch. Während sich so der Verlauf der Rippen und Täler ganz eng an die Verteilung von hart und weich angepaßt hat, zeigt er andererseits eine bemerkenswerte Unabhängigkeit von den großen Mulden und Sätteln der ursprünglichen Faltung. Die Höhenzüge sind von monoklinalem, synklinalem und antiklinalem Bau, wie sie gerade das Ergebnis der rein zufälligen Beziehung des Faltenbaues zur Erosionsbasis des ersten Zyklus sind. Entgegen der weit verbreiteten Anschauung, als ob synklinale Kämme in einem Bergland vorherrschen, das langer Erosion ausgesetzt war, sind hier die Höhenzüge hauptsächlich monoklinal gebaut, und synklinale Erhebungen sind noch seltener als antiklinale.

Die Längstäler sind nahezu alle subsequent, sie folgen gewöhnlich Streifen monoklinaler Struktur; manchmal sind sie längs weicher Schichten der antiklinalen Achsen erodiert, manchmal folgen sie den weichen Schichten von Mulden; doch ist es in letzterem Fall unwahrscheinlich, daß diese anscheinend konsequenten Flüsse in diesem Laufstück in der Mulde die ganze seit der ursprünglichen Faltung verflossene Zeit verharrt haben. Auch diese Muldentäler haben tiefe Erosion durchgemacht; Hunderte von Metern härterer und weicher Schichten sind aus vielen von ihnen entfernt worden. Daher ist mit Sicherheit anzunehmen, daß diese anscheinend konsequenten, in Mulden liegenden Flüsse in Wirklichkeit Gewässer sind, die nach vielen Veränderungen wieder den Muldenachsen angepaßt wurden. Als solche bezeichnen wir sie als „resequent“.

Die Talböden in hohen Gebirgen liegen insbesondere an ihren oberen Enden in beträchtlicher Höhe über dem Meeresspiegel. Das ist notwendig, denn solange eine große Menge Schuttes von den Abhängen durch Abspülung und Gießbäche in die Flüsse gelangt, kann selbst ein solcher von beträchtlicher Größe sein Bett nicht zu schwachem Gefäll erniedrigen. Das Tallängsprofil muß vielmehr stark fallen, etwa 15 m auf 1000 m, damit der Fluß die Geschwindigkeit beibehalten kann, die es ihm ermöglicht, seine ganze Last an Schutt fortzuführen. Eine Gefahr tiefeingeschnittener,

enger, junger Täler sind Bergstürze, in denen die übersteilen Wände gelegentlich abbrechen, die in allen Hochgebirgen schon vielen Schaden angerichtet haben (vgl. die Darstellung in Kapitel XI).

Wenn ein Fluß seinen Talboden so weit ausgeglichen hat, als es die ihm zufallende Schuttmenge gestattet, setzt er mit besonderer Lebhaftigkeit die Seitenerosion an der Außenseite jeder Biegung fort, jetzt aber ohne bedeutende Vertiefung des Tales; er verbreitert dadurch langsam seinen Talboden. Eine solche Verbreiterung kommt besonders rasch in einem Tale zustande, das in einem Gürtel weicher Gesteine eingeschnitten ist, der ungefähr parallel dem Streichen eines Gebirges zieht.

In reifen Gebirgen sind demgegenüber die Quertäler, durch welche die Flüsse der inneren Längstäler nach außen durch die einschließenden Ketten durchbrechen, oft eng und schluchtartig. Die harten Strukturen des Baues sind dann eben heraus präpariert und bilden Ketten und Rücken. Der Boden eines Quertales ist im Reifestadium selten breiter als der Fluß selbst, steil steigen die Wände in die Höhe und lassen kaum Platz für einen Verkehrsweg auf jeder Seite. Erst die moderne Ingenieurkunst bahnte hier Zugänge zu den oft bis in die Gegenwart abgeschlossenen inneren Längstälern, die meist dicht bewohnt sind (später sind auch die Quertäler offener und leicht zu passieren).

11. **Seen in verbogenen Tälern.** Es ist bereits erwähnt, daß, wenn eine mehr oder weniger zerschnittene Bergmasse von unregelmäßiger Verbiegung und Hebungen betroffen wird, daß dann auch einzelne Stellen relativ, ja sogar absolut gesenkt werden können, so Becken bildend. Wenn ein derartiges Becken sich rasch formt und wenig Schutt während der Bildung hineingespült wird, füllt es sich, ein feuchtes Klima vorausgesetzt, mit Wasser und erscheint dann als ein See, der viele Zuflüsse erhält und einen Ausfluß über die niedrigste Stelle seines Randes aussendet. Das wesentliche Kennzeichen eines solchen Sees ist, daß er ebenso viele kleine Buchten längs seiner Ufer aufweist, als die gesenkte Landschaft Seitentäler hatte.

In Wirklichkeit sind Seen dieser Art eine Seltenheit, wenn sie überhaupt vorkommen; denn wenn ein Bergland so umgestaltet wird, daß ein Teil zu einem Becken sich verbiegt, dann bringen die hineinfließenden Flüsse gewöhnlich so viel Schutt mit sich, daß sie das Becken ebenso rasch auffüllen, als dessen Boden sich senkt.

Es kommt in diesem Fall nicht zur Seebildung, sondern wir erhalten eine kiesbestreute Ebene, die von den Flüssen in breiten, unregelmäßigen Betten gekreuzt wird. Doch scheint der Issyk Kul im Tienschan sich in einem stark gesenkten Becken zwischen hoch gehobenen und frühreif zerschnittenen Blöcken gebildet zu haben. Indessen ist so viel Schutt bereits in das Becken gespült worden, daß der Seespiegel fast überall von Schutthängen umgeben ist; seine Ufergestalt hat daher keine Beziehungen mehr zu der Form der Felshänge der benachbarten Berge.

12. **Verwerfungen in zweizyklischen Bergländern.** Verwerfungen in jungen Schollengebirgen wie denen des südlichen Oregon sind bereits beschrieben. Bei den jüngsten Schollen sieht man die Verwerfungsfläche in ihrer ganzen Länge und Höhe als mäßig zerschnittene Stirnwand einer Stufe. Bei Schollen im Reifestadium ist die ursprünglich glatte Verschiebungsfläche in eine reif zerschnittene Bergwand umgewandelt, bei der die Sporne in dreieckigen Facetten endigen, die sich über der Bruchlinie erheben. Wir haben jetzt gewisse Formen zu betrachten, die von Brüchen in Bergländern verursacht werden, die zwei Zyklen durchlaufen haben. Wir nehmen an, daß die Brüche die in Umformung begriffene Masse am Anfang des ersten Zyklus durchsetzten; dann würden alle die Ungleichheiten der Oberfläche, die auf sie zurückgehen, vollständig in einem späteren Stadium des Zyklus ausgelöscht sein, wenn nun eine neue Hebung den zweiten beginnen läßt. Wir nehmen weiter an, daß keine neue Verschiebung an den alten Brüchen vor sich geht, wenn die neue Hebung einwirkt. Dann untersuchen wir hier zwei Fälle.

Zunächst mögen die Gesteine zu beiden Seiten der alten Bruchlinie von im wesentlichen gleicher Widerstandsfähigkeit sein, aber der Bruchvorgang hat ihre Verbände gelockert. Nach der erneuten Hebung haben wir längs des Bruches einen Streifen weicher Struktur, und selbst wenn ihm in dem früheren Zyklus kein Fluß folgte, wird sich in dem zweiten Zyklus ihm wenigstens ein kleines subsequentes Rinnsal anpassen. So wird der Bruchlinie also in der Jugend oder Frühreife des zweiten Zyklus ein enges subsequentes Tal folgen. Dieses sollte als „Bruchlinietal“ bezeichnet werden; es muß dabei besonders betont werden, daß ein solches Tal ein reines Erosionstal ist, obgleich es längs eines Bruches verläuft.

Viele kleine Täler dieser Art findet man in dem Hochland des mittleren Schweden, wo die kristallinen Gesteinsmassen vor langer Zeit durch Brüche in viele Blöcke zerlegt und mehr oder minder verschoben wurden. Dann wurden sie weit und breit abgetragen und ohne erneutes Zerbrechen gehoben. In dem dadurch eingeführten neuen Zyklus, der die Frühreife erreicht hat, sind viele Bruchlinientäler erodiert worden.

Eine zweite Gruppe von Beispielen enthält diejenigen, bei denen in einem späten Stadium oder gegen Ende eines Erosionszyklus die Gesteine zu beiden Seiten eines alten Bruches von sehr ungleicher Widerstandsfähigkeit sind. Wenn dann ein neuer Zyklus durch Erhebung ohne erneuerte Verwerfung beginnt, können die weichen Gesteine an der einen Seite der Bruchlinie schnell abgetragen und zu einem neuen Tiefland erniedrigt werden, während die harten an der anderen Seite noch die Höhe, die ihnen die Hebung verliehen hat, mit nur geringer Zerschneidung innehaben. Dann trennt eine deutliche Stufe das erhaltene Oberland von dem Tiefland; solch eine Stufe nennen wir „Bruchlinienstufe“.

Es muß erwähnt werden, daß die Höhe einer solchen Stufe von dem Ausmaß der ursprünglichen Verschiebung längs des Bruches ganz unabhängig ist und nur von der Höhendifferenz zwischen dem erhaltenen Oberland und dem neuen Tiefland bestimmt wird. Des weiteren ist die Länge der Stufe nicht ein Maß für die Länge der Bruchlinie; sie ist nur so lang, als Gesteine verschiedener Widerstandsfähigkeit aneinanderstoßen. Noch mehr: wenn man einer Bruchlinie dieser Art auf eine weite Strecke folgt, so kann man finden, daß die Stufe einmal nach dieser, dann wieder nach jener Seite gekehrt ist; das hängt eben ausschließlich von der Verteilung harter und weicher Gesteine ab. Im Lauf der Zeit wird auch die Bruchlinienstufe mehr und mehr zerschnitten und weicht von der Verwerfung zurück, um zuletzt im zweiten Zyklus wie im ersten zu verschwinden. Der geologische Wert der Verwerfung aber, die durch sie gebrachte Störung der Struktur, bleibt unverändert der gleiche seit der ersten Bewegung. Es geht daraus hervor, daß Verwerfungen von dem Geographen anders als von den Geologen behandelt werden müssen.

13. **Das Klima der Berge.** Auf großen Ebenen ändern sich die klimatischen Elemente nur sehr langsam von Ort zu Ort, sind vielmehr auf lange Strecken sehr gleichförmig. Durchschnittlich muß

man 50 bis 100 km polwärts reisen, um einen Unterschied von 1° in der mittleren Jahrestemperatur zu finden, im Gebirge genügt in der Regel ein Anstieg um 170 m. Ausgedehnte Ebenen haben oft nur spärliche Niederschläge auf Hunderten von Kilometern. Im Gebirge nimmt die Niederschlagsmenge rasch mit der Erhebung zu. Nicht also deshalb nur, weil sie hoch sind, sondern weil sie auch viel Schnee und Regen empfangen, sind die Gebirge gewöhnlich die Erzeuger großer Ströme.

Die Gleichheit der Formen und des Klimas auf großen Ebenen schafft gleiche Lebensbedingungen über weite Strecken hin. Im Bergland dagegen wechseln Formen und Klima rasch, und damit sind starke Verschiedenheiten in den Lebensbedingungen verbunden. Der niedrigen Temperaturen und der starken Niederschläge wegen ist das Pflanzen- und Tierleben im Hochgebirge ein ganz anderes als in den Ebenen ringsumher. Wenn wir die Hänge der Berge hinaufsteigen, so sehen wir, wie die härteren Nadelbäume die Laubbäume ersetzen, die meist ein milderes Klima verlangen. An der oberen Grenze des Baumwuchses erhalten sich nur gedrückte und verkrüppelte Exemplare. Dann folgt ein Gürtel grasbedeckter Matten, geschmückt mit alpinen Blumen („alpin“ heißt ganz allgemein „im Hochgebirge heimisch“). Nach einer vegetationsarmen Schuttzone folgt schließlich die Schneegrenze, oberhalb der immer ein Teil des Winterschnees den folgenden Sommer überdauert, wodurch der Pflanzenwuchs unmöglich gemacht wird. Die Schneegrenze liegt am höchsten in den Tropen (etwa 5000 m) und senkt sich nach beiden Seiten polwärts, um schließlich in der kalten Zone den Meeresspiegel zu erreichen. Es ist bemerkenswert, daß manche Pflanzen, die auf Bergen der warmen Zone in der Nähe der Schneegrenze vorkommen, sich in der kalten Zone am Meeresspiegel finden.

14. **Die Berge als Scheiden.** Die großen Gebirge der Erde sind scharfe Scheiden des Klimas und der Bevölkerung ihrer entgegengesetzten Seiten. Der Ostabhang der tropischen Anden hat ein feuchtes Klima, weil hier die dampfbeladenen Winde vom Atlantischen Ozean her zum Aufsteigen gezwungen werden und starke Niederschläge abgeben. Der Westabhang dagegen ist trocken, weil hier dieselben Winde hinabsinken und sich erwärmen, wobei sie sogar noch Feuchtigkeit aufnehmen. So ist der Osten des Berglandes dicht bewaldet, der Westen zum großen Teil eine Wüste.

Als scharfe Völkerscheide zwischen den verschiedenen Rassen von Indien und China dient der Himalaja. In zivilisierten Staaten, wo genaue Abgrenzung erforderlich ist, folgt die Grenzlinie im Gebirge der leichten Festsetzung wegen oft der Wasserscheide, wie zwischen Frankreich und Spanien in den Pyrenäen, während andererseits die Grenze der Schweiz weit nach Süden übergreift. Eine unbestimmte Wasserscheide führt in solchem Fall oft zu Grenzstreitigkeiten, wie sie zwischen Argentinien und Chile bestanden.

Da das Überschreiten eines Gebirges meist schwierig ist, so gewinnen die Übergänge oder Pässe große Bedeutung für Handel und Verkehr. Schon frühe wurden die Alpenpässe gangbar gemacht und zum Schutz gegen die Witterung insbesondere des Winters Zufluchtsstätten erbaut, wie das berühmte Hospiz auf dem St. Bernhard, das bis vor das Jahr 1000 zurückgeht. Im 19. Jahrhundert wurden dann die wichtigsten Übergänge mit fahrbaren Straßen versehen und z. T. auch Eisenbahnen erbaut. Letztere vermeiden indes häufig durch die Anlage eines Tunnels den letzten steilen Anstieg (Gotthardbahn, Simplonbahn, während der Brenner offen überschritten wird).

15. **Die Erdbeben wachsender Gebirge.** Die noch gegenwärtig wirksamen Vorgänge der Gebirgsbildung verursachen in einem Bergland mitunter im Innern der Erde plötzliche Gleitbewegungen im Ausmaß von ein paar Zentimetern, Dezimetern oder mehr. Schwächere oder stärkere Erschütterungen verbreiten sich dann von dem Sitz der Störung aus nach allen Seiten, allmählich beim Fortschreiten an Intensität abnehmend. Wir spüren sie an der Erdoberfläche als Erdbeben, die zerstörend wirken können. Derartige Stöße sind beinahe in allen Gebirgen der Erde häufig, feinere Apparate zeigen fast beständige Erschütterungen an — ein Beweis, daß die Gebirgsbildung noch dauernd fortschreitet. Das große Beben von San Francisko 1906 gehört zu dieser Klasse der „tektonischen Beben“, da sich hier am Rande der kalifornischen Küstenkette nach dem Ozean hin Verschiebungen vollzogen haben. Ebenso gehören hierher die Erdbeben in Mitteldeutschland.

16. **Die Bewohner der Gebirge.** Die Völker, die heutzutage in den Tälern eines Berglandes leben, sind oft die Abkömmlinge von Rassen, die einmal die umliegenden Tiefländer bewohnt haben, aus denen sie von kriegerischen Eindringlingen vertrieben wurden. Die abgeschlossenen Täler dienen als Zufluchtsort, wo die weniger

widerstandsfähige Rasse lange unbelästigt bleibt, nur in geringer Verbindung mit der übrigen Welt, alte Sprachformen und Trachten bewahrend. Die Einwanderer in dem eroberten Tiefland dagegen treten in weitreichende Handelsbeziehungen und bilden neue Lebensformen aus.

Ein derart verdrängter Völkersplitter sind die Basken in den nördlichen Tälern der Pyrenäen. Sie sind wahrscheinlich Nachkommen der Iberer, die einstmals große Teile von Spanien und Frankreich bewohnten. Als Cäsar diese Lande Rom unterwarf, waren ihre Bewohner gerade vertrieben worden. Das Baskische ist die einzige überlebende Sprachform des Iberischen und steht ganz



Abb. 62. Schema der Bewegung eines Eissturzes im Gebirge.

allein unter den europäischen Sprachen da. In ähnlicher Weise ist der Kaukasus eine Zufluchtstätte für Völkerreste.

Die kleinsten Staaten Europas, die Schweiz, Andorra, San Marino, liegen im Bergland und haben sich hier allein seit dem Mittelalter erhalten können; ihnen steht das in der Ebene gelegene, so ungeheure russische Reich gegenüber.

Breite Täler bieten auch im Hochgebirge häufig günstige Plätze für Siedlung und Anbau dar. Schmälere Talböden dagegen leiden unter verheerenden Überschwemmungen; deshalb sucht der Mensch hier die unteren Hänge des Tales auf, wenn auch oft künstliche Terrassen nötig sind, um Platz zum Anbau zu gewinnen. Im Winter schneit es selbst in den Tälern viel; eine große Gefahr sind dann die Lawinen, abgleitende Schneemassen, die heftige Luftströmungen verursachen, von denen Bäume und Häuser umge-

rissen werden. Seltener sind Eisstürze, bei denen Eismassen abbrechen und das Tal verwüsten (Abb. 62). In der schlechten Jahreszeit spielt sich das Leben der Bevölkerung in den Ortschaften ab. Im Sommer dagegen werden die Herden auf die hochgelegenen Weiden getrieben, und neben dem Sammeln von Vorräten für den Winter beschäftigt die namentlich in der Schweiz entwickelte Fremdenindustrie die Bewohner.

17. **Das unterjochte Bergland.** Es gibt einzelne Gebirge von mäßiger Höhe, in denen scharfe Spitzen fehlen und steile Wände selten sind. Die Hänge sind vielmehr nur mäßig steil und von oben bis unten mit Schutt überzogen. Ein derartiges Bergland reicht mit seinen Höhen nicht in ein Klima, das von dem an seinem Fuß sehr verschieden wäre, und wenn der ganze Landstrich nicht zu trocken oder zu kalt ist, deckt dichter Wald die Erhebungen.

Die in sich noch fortbildenden Gebirgen so häufigen Erdbeben sowie Bergstürze an den übersteilen Wänden fehlen fast völlig in diesem sanfter geformten Bergland. Anders wie die kräftigen Formen hoher Gebirge, an denen Erhebung und Erosion noch tätig sind, machen die gerundeten Gestalten solcher Berge den Eindruck unterjochter Größe, als wenn ihre aufragenden Spitzen und Gipfel den lange fortgesetzten Angriffen von Wind und Wetter endlich erlegen wären. Wir bezeichnen daher diese Formen als „unterjochte Berge“.

Der Schwarzwald und andere Mittelgebirge Deutschlands sind gute Beispiele unterjochter Bergländer. Keine scharfen Spitzen ragen zum Himmel auf, domförmige Kuppeln sind die Gipfel, deren Hänge der Wald überzieht (Abb. 63). Indessen zeigt oft genauere Betrachtung, daß die Mittelgebirge bereits einem noch älteren Stadium angehört haben, aus dem ihre jetzige Form durch Verjüngung hervorgegangen ist.

Das Bergland von Wales in England ist ebenfalls ein unterjochtes Gebirge. Hier erhalten sich geschützt die Reste der Ureinwohner, die von den sächsischen und normännischen Eindringlingen aus den Ebenen des Ostens, in denen sie ursprünglich lebten, vertrieben wurden. Die Namen im Bergland gehören fast alle der alten keltischen Sprache an.

18. **Rumpfgebirge.** An einzelnen Stellen der Erde sind Gebirge fast vollständig abgetragen worden, nur der „Rumpf“ gewissermaßen ist stehen geblieben, ein Stumpf, von dem die Gliederung

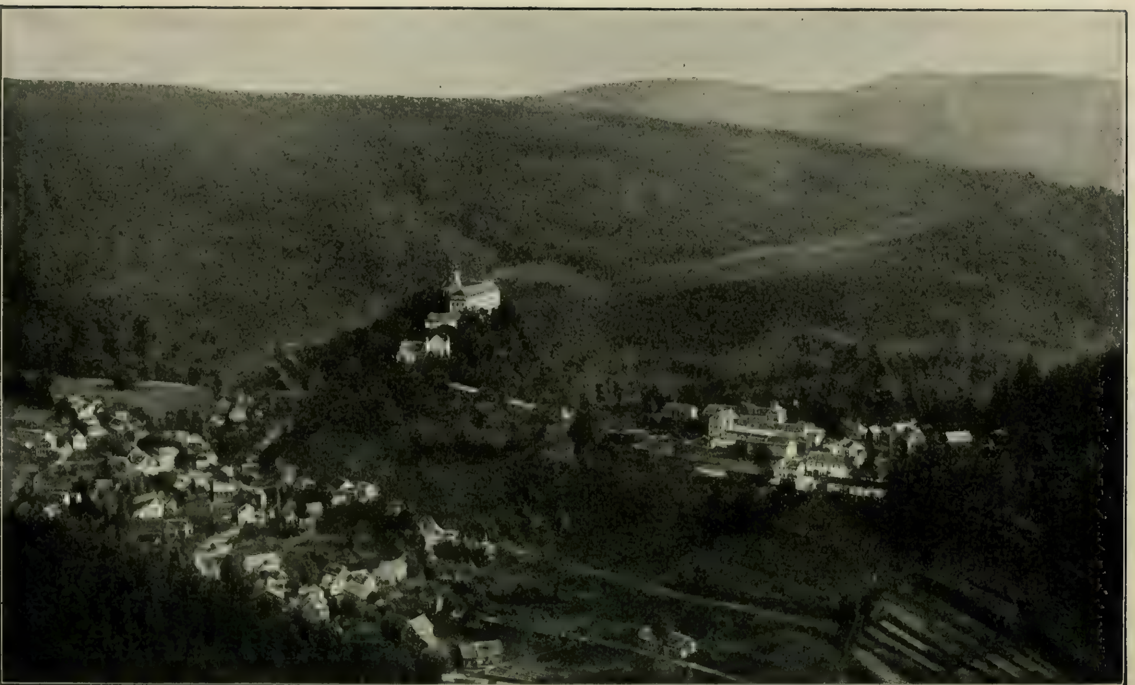


Abb. 63. Landschaftsbild im Mittelgebirge. Schwarzburg im Thüringer Wald.

entfernt ist. Ihre stark gestörten Gesteine, die sich einst zu hohen Bergen türmten und vielleicht Schneefelder und Gletscher trugen, sind so weit abgetragen, daß eine fast vollständig ebene Oberfläche zustande gekommen ist, die nur wenig über der Erosionsbasis liegt. Überall bietet sie Raum für Siedlung.

In der Regel wird die fast ebene Oberfläche eines Rumpfes hier und da von gerundeten Hügeln oder niedrigen Bergen überragt, die aus den widerstandsfähigsten Gesteinen der ganzen Landschaft bestehen. Diese Hügel sind die letzten Reste des Gebirges, das sich einst über der heutigen Oberfläche aufbaute. Wir bezeichnen sie mit einem amerikanischen Eigennamen als „Monadnock“, nach einem solchen Berg im südwestlichen New Hampshire, im Deutschen wird „Härtling“ gebraucht.

Ein großer Teil des südlichen Westsibirien, die sog. „Kirgisensteppe“, scheint dieser Natur zu sein. Die aufbauenden Gesteine sind verschiedener Art und mannigfach gefaltet und gestört. Aber das Relief ist gering, und nur die härtesten Gesteine ragen über die weite Ebene als runde Rücken von mäßiger Höhe auf. Sonst überall ist die Oberfläche wellig und flach, die Flüsse wandern auf breiten Talebenen.

Das südliche Portugal im Norden der flachen Schwelle der Sierra Morena besteht aus stark gefalteten und gestörten Schiefern verschiedenen Alters, dazu kristallinen und anderen Gesteinen. Die Oberfläche aber ist auf Strecken von 50 bis 100 km eine nahezu unzerschnittene Ebene, die in 180 bis 200 m Höhe liegt, aus der die Schichtköpfe der härtesten Bänke, von eckigem Schutt ein wenig verhüllt, heraussehen. Die Flüsse haben ihre Täler auf lange Strecken noch kaum wieder eingetieft, Tümpel bezeichnen die unentwickelte Entwässerung. Als Monadnock ist der Hügel erhalten, auf dem in 280 m Höhe Beja liegt. Die Rumpffläche wird zum Guadiana hin jung zerschnitten.

Durchgängig aber finden wir, daß die Rümpfe über die Höhenlage gehoben worden sind, die sie einnahmen, während sie abgetragen wurden. Sie bilden daher jetzt wirkliche Rumpfgebirge oder Bergländer mit plateauförmigen Höhen. Ihre Flüsse sind verjüngt, in eine neue Periode der Tätigkeit eingetreten, und zerschneiden von neuem die Hochfläche. So kehren wir zum Beginn dieser Darlegung zurück, für die eine Hebung einer vorher abgetragenen Bergmasse der Ausgangspunkt war. Zerschnittene Rumpfgebirge dieser

Art, die von einzelnen Monadnocks überragt werden, sind sehr häufige geographische Formen.

Eine der besterhaltenen, gehobenen Rumpfflächen ist die Bretagne. Von den Höhen südlich von Rennes überblickt man ausgedehnte fast ebene Flächen, mit tonigem Verwitterungsboden bedeckt, auf dem, von Wiesen unterbrochen, Eichenwald und Heide mit Kiefern stehen. Nur einzelne harte Schichtenköpfe ragen heraus, anderswo auch größere Härtlinge. Steil stehen die Schichten, sie sind in enge Falten gelegt worden, die jetzt bis auf ihre Wurzeln verschwunden sind. Scharf, aber noch nicht tief ist das Tal der Vilaine eingeschnitten, ein Zeichen, daß nach vollendeter Einebnung eine wenn auch geringe Hebung das Gebiet betroffen hat, die den Flüssen neue Kraft verlieh und sie befähigte, da, wo weiche Schichten



Abb. 64. Blockdiagramm des Rheinischen Schiefergebirges. *G* = jetziges Rheintal. *T* = früheres Rheintal. *U* = unzerschnittene Rumpffläche. *M* = Monadnocks.

vorkommen, bereits im gegenwärtigen Zyklus ganze Tiefländer auszuräumen.

Im Charakter der Bretagne ähnlich, doch von weit größerer Ausdehnung ist die Rumpffläche der Alleghenies in Pennsylvanien. Ihre Berge sind langgestreckte Härtlinge, die aus sehr widerstandsfähigen Sandsteinen bestehen und die Abtragung der weicheren Schichten ringsum überlebt haben (Abb. 61). Wir müssen hier sogar verschiedene Zyklen mit mehrmaliger Aufwölbung und Abtragung annehmen.

Recht stark ist die neue Aufwölbung und die junge Zerschneidung im Rheinischen Schiefergebirge, das ein vorzügliches Beispiel dieser Art darstellt. Überall werden die Höhen von einer fast ebenen Fläche überzogen, die etwa 400—500 m hoch liegt, und aus der einzelne Monadnocks des früheren Zyklus, wie der Binger Wald, bis zu

600 m aufragen. Diese Höhen sind waldbedeckt, während auf der Rumpffläche Siedelungen und Felder liegen. Der Rhein, die Mosel und die Lahn haben junge, tiefe, schluchtähnliche Täler in den breiten kiesbedeckten Boden eines früheren und reiferen Tales eingeschnitten, deren Sohlen etwa 60 m hoch liegen (Abb. 64). Während auf den Schotterflächen des früheren Talbodens intensiver Ackerbau herrscht, dienen die steilen Wände der jungen Täler, so weit sie genügend besonnt sind, dem berühmten Weinbau, den die Anlage von Terrassen ermöglicht. Die letzte Aufwölbung des ganzen Rumpfes kann nicht weit zurückliegen, denn der Rhein hat bis jetzt kaum sein Tal zu verbreitern vermocht, selbst die Klippen



Abb. 65. Teilweise ertrunkenes Bergland.

in seinem Bett, die der Schiffahrt hinderlich waren, mußten erst durch Sprengung entfernt werden.

Die alten Gesteine der Gebirgsrümpfe enthalten oft Ablagerungen wertvoller Mineralien und Erze, die sich bildeten, als die jetzt freiliegenden Schichten noch tief im Innern der Erde steckten. Um diese Reichtümer gewinnen zu können, legt der Mensch Bergwerke und Minenstädte an. Das Erzgebirge, das seinen Namen von der reichlichen Erzführung hat, ist ein aufgewölbter und nach Nord hin schräggestellter Rumpf. Ebenso treten die Gold führenden Schichten der Sierra Nevada in Kalifornien und des Klondykegebietes in Alaska in Rumpfgebirgen zutage.

Mit den hier erwähnten Beispielen dieser Formen ist ihre Zahl noch keineswegs erschöpft, sie sind im Gegenteil ganz allgemein verbreitet.

19. Ertrunkene Gebirge. Ein Bergland am Rande eines Festlandes wird zum Teil vom Meere bedeckt werden, wenn eine

Senkung das Land tiefer legt. Die Wirkung eines solchen Vorganges ist dem ähnlich, was sich an der halbertrunkenen Küstenebene beobachten läßt. Die Talböden und Hänge der Berge tauchen bis zu größerer oder geringerer Tiefe ein, und lange, schmale Buchten erstrecken sich zwischen Landvorsprüngen und Inseln. Die Verwitterung arbeitet weiter an allen Gesteinen, die sich über den Meeresspiegel erheben; Deltas bilden sich in den Buchtköpfen, und Kliffe werden in Höhe der neuen Erosionsbasis an den Vorsprüngen eingeschnitten.

Ein teilweise ertrunkenes Bergland hat eine äußerst unregelmäßige Küstenlinie (Abb. 65). Die langen Buchten bieten wohl viele geschützte Häfen, aber das Wasser ist oft zu tief zum Ankern und das Land zu steil zur Anlage größerer Siedelungen.

Die Küste der Bretagne sei ein Beispiel für einen gehobenen und jung zerschnittenen, dann ganz wenig ertrunkenen Rumpf. In zackigen Buchten, die wir mit einem spanischen Wort „Ria's" nennen, greift das Meer ins Land hinein, während sich oberhalb die Täler mit gleichen Formen weiter fortsetzen. Die Brandung hat namentlich an den zahlreichen vorliegenden Inseln malerische Kliffe und Klippen geschaffen.

Literatur.

3. J. C. Russell, A geological reconnaissance in Southern Oregon. U. S. Geol. S. 4. Ann. Rep. 1882/83. 431.

G. A. Waring, Geology and water resources of the Harney Basin region (Oregon). U. S. Geol. S. W. S. P. 231. 1909.

C. Diener, Der Libanon. Wien 1886.

J. Cvijić, Grundlinien der Geographie und Geologie von Mazedonien und Altserbien I. Pet. Mitt. Erg.-H. 162. 1908. 323 (beschreibt junge Verwerfung und Schollenbildung).

M. Blanckenhorn, Entstehung und Geschichte des Toten Meeres. Zeitschr. Palästinaver. XIX. 1896. 1.

4. F. Machaček, Der Schweizer Jura. Pet. Mitt. Erg.-H. 150. 1905.

5. N. H. Darton, Preliminary description of the geology and water resources of the southern half of the Black Hills and adjoining regions in South Dakota and Wyoming. U. S. Geol. S. 21. Ann. Rep. IV. 489. 1901 (eingehende Studie mit Karten, Profilen, Abbildungen).

N. H. Darton, Geology and water resources of the northern portion of the Black Hills and adjoining regions in South Dakota and Wyoming. U. S. Geol. S. Prof. P. 65. 1909.

W. Cross, The laccolithic mountain group of Colorado, Utah and Arizona. U. S. Geol. S. 14. Ann. Rep. II. 165. 1894.

6. F. Frech, Das Antlitz der Hochgebirge. Aus der Natur. 2. 1906. 1.
J. Bowman, The physiography of the Central Andes. I. The maritime Andes. II. The eastern Andes. Am. Journal of Sc. 28. 1909. 19. 373.
M. Friederichsen, Forschungsreise in den zentralen Tiën-schan und Dsungarischen Ala-tau. Mitt. Geogr. Ges. Hamburg. XX. 1904.
W. M. Davis, A journey across Turkestan. (Vgl. Appalachia X. 1904. 277.) — E. Huntington, A geological and physiographic reconnaissance in Central Turkestan. Carnegie Institution Publ. 26. Washington 1905.
G. Merzbacher, Forschungsreise in den zentralen Tian Schan. Pet. Mitt. Erg.-H. 149. 1904.
U. S. Geol. S. Folio 24. 1896.
7. A. Penck, Die Entstehung der Alpen. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1908. 5.
F. Machaček, Die Alpen. Wiss. und Bildung. 29. Leipzig 1908.
8. E. Kaiser, Die Entstehung des Rheintals. Verh. Ges. Deutscher Naturforscher und Ärzte. 1908.
K. Oestreich, Studien über die Oberflächengestaltung des Rheinischen Schiefergebirges. Pet. Mitt. 1908. 73; 1909. 57.
C. Mordziol, Ein Beweis für die Antezedenz des Rheindurchbruchtales nebst Beiträgen zur Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1910. 77.
W. M. Davis, A day in the Cévennes. Appalachia. XI. 1905—08. 110.
9. A. Penck, Über Denudation der Erdoberfläche. Schrift. Ver. z. Verbr. naturwiss. Kenntnisse. Wien 27. 1886/87. 431.
10. W. M. Davis, Rivers and valleys of Pennsylvania. National Geographic Magazine I. 1889. 183. — Geogr. Essays. 1909. 413.
F. Machaček, Die Appalachien. Vierteljahrshefte f. d. geographischen Unterricht. II. 1903. 61.
11. A. Penck, Die Bildung der Durchbruchstäler. Schrift. Ver. z. Verbr. naturwiss. Kenntnisse. Wien 1888. 433.
12. W. M. Davis, Physiographic evidence of faulting. Science n. s. 14. 1901. 457.
Gunnar Andersson, Om Mälaretrakternas geografi. Ymer. 32. 1903. 49.
W. M. Davis, The mountain ranges of the Great Basin. Bull. Mus. Comparative Zool. 42. 1903. 129. — Geogr. Essays. 1909. 725.
14. J. Sölch, Studien über Gebirgspässe. Forsch. z. D. L. u. Volkskde. XVII. 2. 1908.
15. F. Montessus de Ballore, Les tremblements de terre; géographie séismologique. Paris 1907.
F. Montessus de Ballore, La science séismologique. Paris 1907.
J. Frech, Gebirgsbau und Erdbeben. Pet. Mitt. 1907, 245.
The San Francisco earthquake and fire of 18. April 1906. U. S. Geol. S. Bull. 324. 1907.
17. W. M. Davis, Glacial erosion in North Wales. Quart. J. Geol. Soc. London. 65. 1909. 281.
A. Hettner, Die deutschen Mittelgebirge. Geogr. Zeitschrift 10. 1904. 13.

F. Frech, Landschaftsform und Landschaftsbild im Mittelgebirge. Aus der Natur. 3. 1907/08. 673.

18. E. de Martonne, La pénéplaine et les côtes bretonnes. Ann. de Géogr. XV. 1906. 213.

Bailey Willis, The northern Appalachians. Nat. G. Mon. I. 6. 1895. 169.

F. Machaček, Die Appalachien. Vierteljahrshefte f. d. geogr. Unterr. II. 1903. 61.

K. Oestreich, Studien über die Oberflächengestalt des Rheinischen Schiefergebirges. Pet. Mitt. 1908. 73. 1909. 57.

C. Mordziol, Ein Beweis für die Antezedenz des Rheindurchbruchstales nebst Beiträgen zur Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1910. 77.

A. Keith, Geology of the Catoctin belt. Geomorphology. U. S. Geol. S. 14. Ann. Rep. II. 366. 1894.

C. W. Hayes, Physiography of the Chattanooga district. U. S. Geol. S. 19. Ann. Rep. II. 1. 1899.

E. de Martonne, Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie (Karpates méridionales). Rev. ann. de Géogr. I. 1907.

E. Kaiser, Die Entstehung des Rheintals. Verh. Ges. D. Naturforscher u. Ärzte. 1908.

G. Braun, Beiträge zur Morphologie des nördlichen Appennin. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1907. 441.

J. Cvijić, Bildung und Umbildung der dinarischen Rumpffläche. Pet. Mitt. 1909. 121.

19. E. de Martonne, La pénéplaine et les côtes bretonnes. Ann. de Géogr. XV. 1906. 213.

Kartennachweise.

I. Schollengebirge:

Vereinigte Staaten 1 : 125 000. Texas, Van Horn, Chisos mountains, Terlingua.

Deutsches Reich 1 : 100 000. 408 Fritzlar, 409 Melsungen, 494 Wiesenthal.

II. Junge Faltengebirge:

Schweiz 1 : 25 000. 94 Délémont, 95 Courrendlin, 98 Erschwill, 106 Soulce, 107 Moutier, 108 Court, 109 Gänsbrunnen, 112 Weissenstein u. a.

III. Hochgebirge:

Mapa de la Republica de Bolivia 1 : 2 000 000. Hamburgo. Friederichsen 1904.

Republica de Chile. Oficina de Mensura de Tierras. Karte in 1 : 500 000. 1910.

U. S. Geol. S. Fol. 24. 1896.

IV. Kuppelgebirge:

U. S. Geol. S. Folio 108, 127, 128. 1904/05.

England. Ordn. Survey Map 1 : 63 360, Sheet 324, 325, 338, 339, 349, 350.

Vereinigte Staaten 1 : 125 000. Texas, Terlingua Quadrangle.

V. Einfluß harter Gesteine auf Tal- und Bergformen:

Vereinigte Staaten 1 : 62 500. Pennsylvania, Hummelstown Sheet; Harrisburg Sheet.

Deutsches Reich 1 : 100 000. 307 Iburg, 309 Lemgo, 310 Hameln.

VI. Unterjochtes Bergland:

Deutsches Reich 1 : 100 000. 361 Nordhausen. Preußen 1 : 25 000. 2450.

VII. Rumpfgebirge:

Vereinigte Staaten 1 : 62 500. New-Hampshire, Monadnock Quadrangle. 1 : 125 000. Georgia, Atlanta Sheet (Stone Mountain!)

Deutsches Reich 1 : 100 000. 458 Altenkirchen, 459 Dillenburg, 483 Coblenz, 484 Limburg, 505 Boppard, 506 Wiesbaden, 525 Simmern, 526 Mainz.

Frankreich 1 : 80 000. 40, 41, 42, 56 — 60, 72 — 75, 87 — 89 (auch geologisch).

Stielers Handatlas Blatt 57. 1 : 7 500 000.

Portugal 1 : 100 000. 31—35.

Vereinigte Staaten 1 : 62 500. Massachusetts, Chesterfield Sheet; Mass.-Conn. Granville Sheet.

VIII. Ertrunkenes Bergland:

Frankreich 1 : 80 000. 40, 41, 42, 56, 72, 87—89 (auch geologisch). 1 : 200 000. 21 Brest.

KAPITEL IX.

DIE VULKANE.

WACHSTUM UND UMBILDUNG DER VULKANE.

1. Junge Vulkane. Vulkanberge bilden sich durch das Aufsteigen glutflüssiger Gesteine, die wir als Lava bezeichnen, auf Spalten, die aus unbekannter Tiefe bis an die Erdoberfläche führen, sowohl auf dem Land als am Meeresgrund. Gewöhnlich wird der Lavaausbruch von heftigen Dampf- und Gasexplosionen begleitet.

Über Ursprung und Ursachen vulkanischer Tätigkeit ist eifrig geschrieben und geforscht worden, und doch ist noch viel unsicher. Die ungeheuren Massen von Dampf und Gasen, die bei Vulkanausbrüchen ausgestoßen werden, haben manche Beobachter zu dem Glauben gebracht, daß die Ausdehnung solcher Gase, tief drinnen in der Erde, die Hauptkraft wäre, durch welche die Lava ausgetrieben würde. Aber während es einerseits fraglos ist, daß die Kraft der Gasexplosionen bei manchen Ausbrüchen eine ungeheure ist, kann man andrerseits mit guten Gründen daran zweifeln, ob wirklich die Ausdehnung der Gase eine so bedeutende Rolle beim Ablauf der tiefer gelegenen Phasen vulkanischer Tätigkeit spielt, wie man oft angenommen hat.

Wenn die Ausdehnung eingeschlossener Gase die Hauptkraft wäre, die Laven zum Aufstieg aus großen Tiefen zur Oberfläche zwingt, so müßten die Laven infolge der Bildung sich ausdehnender Gasblasen in ihrer flüssigen Masse schwammig oder blasig sein, und sie müßten das zur Oberfläche hin immer mehr werden. Es wird im Laufe dieses Kapitels zur Darstellung kommen, daß ältere Vulkane nach ihrem zeitlich weit zurückliegenden Aufbau durch die eruptiven Kräfte durch die Werkzeuge der Erosion so stark abgetragen wurden, daß sie zum großen Teil zerstört sind. Gelegentlich hat die Erosion die ganze Masse der Vulkane entfernt und ihre Grundlage angegriffen, dabei die Wege freilegend, auf denen die Laven von ihrer tief gelegenen Quelle zur Oberfläche aufgestiegen sind. Je größer nun die Tiefe war, bis zu der die Erosion vordrang, als

desto dichter erwies sich die Lava. Diese Tatsache spricht durchaus gegen die Ausdehnung eingeschlossener Gase als Haupttriebkraft des Lavaaufstieges.

Zwei andere Erklärungen verdienen Erwähnung. Die eine geht davon aus, daß Massen geschmolzener Lava spezifisch leichter sind als ihre Decke. In diesem Fall würde der Druck der höheren Masse die tiefer liegende Lava aufzusteigen zwingen, wo sich nur immer eine Gelegenheit bietet. Die zweite Theorie nimmt an, daß Körper flüssiger, tief unter der Oberfläche gelegener Lava, durch Kräfte derselben Art, wie es die sind, die zur Gebirgsbildung führen, heftig gepreßt werden, und daß die Lava, um diesem Druck zu entgehen, einen Ausgang sucht und dabei an die Oberfläche kommt. In beiden Fällen muß die Ausdehnung und Explosion der Gase, die gewöhnlich eintritt, wenn sie sich der Erdoberfläche nähern, als untergeordnet beim Erosionsvorgang angesehen werden. Die Gase können einmal in der tief liegenden Lava eingeschlossen sein; sie können aber auch von der Lava während ihres Aufstieges aus Wasser und anderen Stoffen entnommen werden. Wenn die Lava aufwärts gestoßen wird und sich der Oberfläche nähert, dann mag das Freiwerden und der Aufstieg von Gasen viel zu der Bildung der Öffnungen beitragen, durch welche sich das Aufsteigen der Lava fortsetzen kann. Die Erdbeben, die so häufig mit vulkanischen Eruptionen in Verbindung stehen, können entweder durch das Zerbrechen der Gesteine infolge des Druckes der aufsteigenden Lava oder durch unterirdische Explosionen von Gasen entstehen.

Gelegentlich hat man den Beginn der Bildung eines Vulkanes beobachten können. Dem eigentlichen Ausbruch gehen Erdbeben voran, als ein Zeichen, daß sich ein Durchgang durch die Erdkruste öffnet, in dem die heiße Lava aufsteigt. Treten Gasexplosionen auf, so wird ein Teil der Lava in größere oder kleinere Stückchen zerstäubt, die als Bomben und Aschenregen wieder zur Erde fallen. Die Blöcke und gröberen Aschenteile häufen sich zu einem kegelförmigen Berg, eben Vulkan genannt, auf, an dessen Spitze ein Loch, der Krater, von den ausströmenden Gasen offen gehalten wird; die feineren Aschenteile, der vulkanische Staub, werden oft sehr weit fortgeführt. Bei einer weniger heftigen Eruption fließt die Lava ruhiger, wie ein Strom der Neigung des Bodens folgend, hinab. Explosionen und ruhige Ausbrüche können unregelmäßig miteinander wechseln. Oft entsteht so in ganz kurzer

Zeit ein recht beträchtlicher Berg, dem also die Erosion während seiner Bildung nichts anhaben kann — ein an sich sehr seltener Fall unter den Unebenheiten der Erdoberfläche.

Der Monte Nuovo (neuer Berg) ist ein kleiner Vulkan in den Phlegräischen Feldern an der Nordseite des Golfes von Neapel, der sich auf die geschilderte Weise im Jahre 1538 aufbaute (Abb. 66). Schon zwei Jahre vorher traten Erdbeben auf; bei der Eruption selbst bildete sich ein Kegel von etwa 120 m relativer Höhe, etwa 1000 m Durchmesser und mit einem Krater von über 100 m Tiefe. Lavamassen „so groß wie ein Ochsenkörper" wurden von den sich entwickelnden Gasen herausgeschleudert, während Aschenregen weithin die Umgebung heimsuchten, deren Bewohner voller Schrecken flohen.

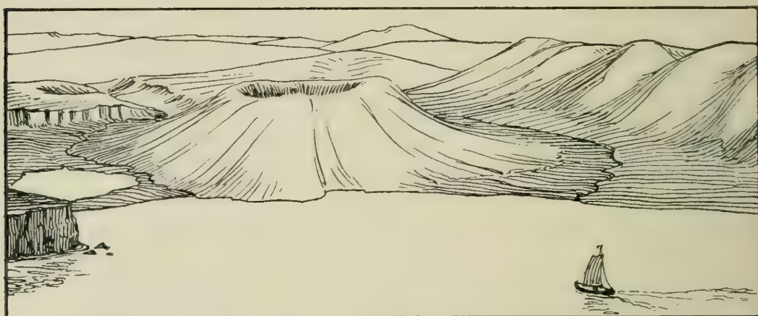


Abb. 66. Monte Nuovo in den Phlegräischen Feldern.

Größer noch war der Berg, den im September des Jahres 1759 in Mexiko ein Ausbruch schuf, der heutige Vulkan Jorullo. Auch hier traten als Vorläufer Erdbeben auf; die Eruption selbst dauerte ein halbes Jahr, sie brachte sechs verschiedene Kegel hervor, aus denen sich ausgedehnte Lavaströme ergossen. Der höchste Gipfel ragte 1230 m über dem Meere und 200 m über seiner Umgebung auf. 20 Jahre lang waren die Lavaströme noch warm. Bei der Eruption bedeckten Aschenregen die Umgegend des Vulkans, durch die die ganze Vegetation getötet wurde. Jetzt überzieht eine dünne Decke von Busch und Bäumen wieder das mit Asche bestreute Gebiet.

Auch an Beispielen für submarine Eruptionen fehlt es nicht. 1867 entdeckte man plötzlich ein Riff in der Gruppe der Tonga-Inseln im Stillen Ozean ($20^0 20'$ S. Br., $175^0 20'$ W. L.), in dessen

Umgebung der Meeresboden 1800 m tief war. 1877 stieg über der Stelle Rauch aus dem Seewasser auf. 1885 hatte sich eine Insel gebildet, die 3 km lang und 50 bis 60 m hoch war; gewaltige Eruptionsvorgänge begleiteten diesen Vorgang. Gegenwärtig wird die Insel, die nur aus lockeren Aschen besteht, langsam vom Meere zerstört und wird verschwinden, falls nicht neue Eruptionen stattfinden. In ähnlicher Weise bildete sich 1906 eine vulkanische Insel im Golf von Bengalen.

Obwohl nur selten die Beobachtung der Bildung eines Vulkanes in so vollständiger Weise gelungen ist wie in den angeführten Beispielen des Monte Nuovo und Jorullo, stimmen die meisten übrigen Feuerberge doch so genau mit diesen in Form und Aufbau überein, daß kein Zweifel an ihrer Entstehungsweise aufkommen kann. Es ergibt sich ein Bild, das gänzlich verschieden von dem Wesen der Strukturen ist, die wir bisher kennen gelernt haben. Die Besonderheit der Vulkane ist ihre relativ so sehr rasche Bildung. Wenn es sich bei der Struktur um Faltungen oder Verwerfungen handelt, sind im allgemeinen durch die Erosion wenig veränderte Oberflächenformen eine große Seltenheit. Nur bei Vulkanen finden wir häufiger eine durch Verwitterung noch kaum angegriffene Oberfläche, weil dann eben der Aufbau so rasch und vor so kurzer Zeit erfolgt ist, daß die Zerstörung noch nicht einsetzen konnte.

2. **Der tätige Vulkan.** Viele große Vulkane, deren erster Ausbruch Tausende von Jahren zurückliegt, sind gegenwärtig noch in Tätigkeit und bilden sich oft rasch und plötzlich um. Nach längeren oder kürzeren Ruheperioden brechen sie immer wieder einmal aus und vergrößern durch Aschenregen und neue Lavaergüsse ihre Höhe und ihren Umfang. Abwechselnd finden wir in ihrem Aufbau Lavaströme und Aschenlagen, so daß wir mit Recht alle größeren Vulkane der Erde als das Ergebnis mehrerer Ausbrüche ansehen können. Im allgemeinen sind die Ruheperioden viel länger als die Zeiten der Tätigkeit. Wenn der Ausbruch nicht submarin ist, wird unter den Laven und Aschen eine ältere Landschaft begraben.

Ein roher Einteilungsversuch scheidet die Vulkane in tätige, wenn häufig Eruptionen auftreten, in schlummernde, wenn nur noch heiße Quellen und Dämpfe zeigen, daß die unterirdischen Kräfte wirksam sind, und in erloschene, wenn jedes Anzeichen gegenwärtiger oder einer kommenden Eruption fehlt. Doch lassen sich

die letzten beiden Gruppen nicht genau auseinander halten: schon oft sind erneut große Eruptionen in einem Vulkan aufgetreten, der jahrhundertelang gänzlich erloschen schien.

Ein gutes Beispiel hierfür bietet der Vesuv. Vor dem Jahre 79 v. Chr. war er ein bewaldeter Berg mit einem umfangreichen tiefen Krater, ohne das geringste Zeichen vulkanischer Tätigkeit. Dann trat der furchtbare Ausbruch ein, der Pompeji und Herculanum verschüttete und einen Teil des Kraters in die Luft sprengte. Dadurch erhielt der Berg seine uns geläufige Gestalt; die Somma ist der Rest dieses alten Kraters, in dessen Mitte sich ein neuer Kegel aufgebaut hat. Seitdem ist der Berg mit Unterbrechungen in Tätigkeit geblieben, im Frühjahr 1906 fand ein besonders heftiger Ausbruch statt, bei dem die Umgebung mit Aschenregen überschüttet wurde und mehrere Lavaströme ausflossen. Die Gestalt des Kegels veränderte sich, er wurde um 100 m niedriger.

Noch furchtbarer für die Umgebung war der Ausbruch des Mont Pelée auf der Insel Martinique im Jahre 1902. Auch hier hatte seit 1851 Ruhe geherrscht, der einer der heftigsten Ausbrüche folgte, die wir überhaupt kennen. Nach einigen Tagen der Unruhe wälzte sich am 8. Mai aus dem Krater eine glühende Wolke aus Dampf, Schwefelgasen und Staub bergab, die in zwei Minuten die 8 km entfernte Stadt St. Pierre erreichte und 30000 Bewohner fast auf einmal tötete. Später erhob sich aus dem Krater eine Säule erstarrter Lava, die seinen Rand um 300 m überragte, ein überaus seltsames Gebilde, das durch die Verwitterung rasch an Höhe verlor und bald gänzlich zerstört wurde.

3. **Die Erdbeben in den Vulkangebieten.** In allen Erdstrichen mit tätigen Vulkanen sind Erdbeben häufig, doch treten sie oft ohne erkennbaren Zusammenhang mit einer Eruption auf, wie das verheerende Beben von Messina am 28. Dezember 1908, dessen Gewalt sich am Ätna sogar brach. Oft verändert sich die Gestalt der Vulkane unter der Einwirkung ihrer Stöße, da die lose aufgeschütteten Massen leicht in Bergrutschen abgleiten. Die durch Erdbeben angerichteten Schäden sind häufig schlimmer als die direkt von der Eruption verursachten Verheerungen.

4. **Die Verteilung der Vulkane.** Vulkane treten im allgemeinen in der Nähe der Meeresküsten oder am Meeresgrunde auf, doch fehlen sie dem Innern der Festländer nicht vollkommen. Ihre Zahl ist am größten in der Umgebung des Stillen Ozeans und des

Gürtels der Mittelmeere; an den atlantischen Küsten sind sie selten, doch kennt man hier wie in den anderen Meeren vulkanische Inseln.

Nach einer Schätzung sind über 300 Vulkane gegenwärtig in Tätigkeit, von denen sich 100 auf dem Festlande befinden. Beinahe alle hohen ozeanischen Inseln, die nicht in der Nähe der Kontinente liegen, sind Vulkane. Außerdem haben Lotungen eine ganze Reihe kegelförmiger Berge nachgewiesen, die sich vom Meeresgrund erheben, ohne die Oberfläche zu erreichen, die aber sicherlich vulkanischer Entstehung sind. Die Dacia-Bank im Osten von Madeira ist ein Beispiel.

Im Innern der Festländer kommen erloschene Vulkane vor. Auf dem Plateau von Arizona liegen sie 500 km vom Meere entfernt, in Colorado 1000 und mehr Kilometer, ebenso in Tibet. Auch gibt es tätige Vulkane in Mexiko und anderswo so weit ab vom Meer, daß an einen direkten Einfluß des Seewassers auf die Eruption, den man behauptet hat, nicht zu denken ist.

Wie andere Berge erheben sich Vulkane zu solcher Höhe, daß sie in verschiedene Klimagürtel hinaufreichen. In Deutsch-Ostafrika liegt nur wenig südlich vom Äquator der Kilimandscharo, dessen Hauptgipfel, der Kibo, annähernd 6000 m emporsteigt. Bis 1200 m etwa reicht an ihm der tropische Ackerbau in die Höhe, bis 3000 m Urwald, dann kommen immer ärmere Pflanzenformationen mit dem Charakter höherer Breiten, und schließlich bedecken Schnee und Eis, in Gletschern weit hinabhängend, als eine gewaltige Kappe den Gipfel.

Vulkanische Inseln, die sich im offenen Ozean erheben, sind oft von den Wellen rings herum in Kliffen angeschnitten, die eine Landung erschweren. Man muß zugeben, daß das vulkanische Eiland St. Helena, einsam und fast unzugänglich in der Wasserwüste gelegen, ein gut gewählter Platz für das Gefängnis eines Napoleon war.

Die Abgeschlossenheit solcher Inseln wirkt auf die Bewohner zurück. So waren Isländisch, Schwedisch, Dänisch und Norwegisch vor 1000 Jahren eine Sprache. Die kontinentalen Glieder veränderten sich, während das Isländische bis heute seinen altertümlichen Charakter bewahrt hat.

5. **Lavadecken.** Mitunter entströmt die Lava einem Vulkan in solcher Menge, daß sie sich deckenförmig ausbreiten kann. Die Oberfläche derartiger Ergüsse ist ziemlich eben, wenn sie nach der

ersten Erstarrung ungestört liegen bleiben, aber außerordentlich zerrissen und zerstückelt, wenn die erste Kruste durch erneute Bewegung zerbrochen wird. Der Rand einer solchen Decke bildet oft eine merkbare Stufe. Breiten sich mehrere Lavaströme in dieser Weise übereinander aus, so ergibt das ein Bild ähnlich dem, wie man es im Kleinen nach einer kalten Winternacht beobachten kann, wenn dünne Wasserfäden, die am Tage getaut sind, wieder erstarrten. Färbt man das Wasser, so lassen sich klar die verschiedenen Ströme auseinanderhalten. Die Art und Weise, wie die zuerst austretenden Lavaströme in Richtungen fließen, die konsequent

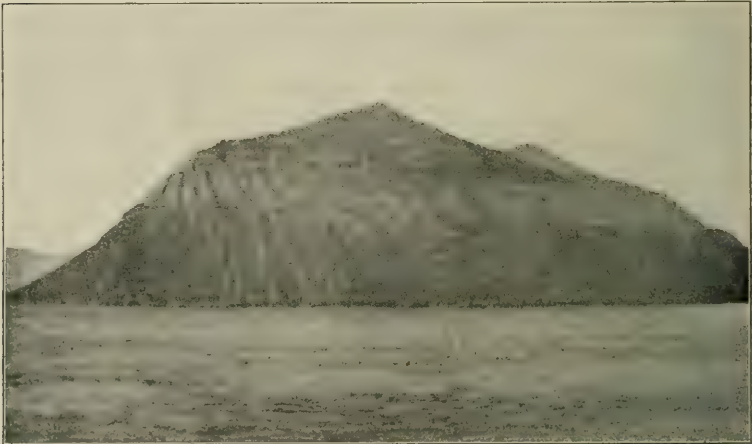


Abb. 67. Berg aus Lavadecken. Ostküste von Österö, Färöer.

zu den Hängen der vorher bestehenden Landschaft sind, wird hierdurch gut verdeutlicht.

Die Insel Island ist fast ausschließlich aus Lavadecken aufgebaut, deren Ausströmen seit der Besiedlung des Landes schon wiederholt großen Schaden angerichtet und Tausende von Menschen getötet hat; ebenso bestehen die Färöer aus Lavadecken (Abb. 67). Noch umfangreicher sind die Lavadecken in den amerikanischen Weststaaten Idaho, Oregon und Washington, wo eine große Zahl aufeinanderfolgender Eruptionen — die oft durch Zeiträume getrennt wurden, in denen sich Wälder entwickeln konnten, deren Reste jetzt versteinert sind — ein ausgedehntes Plateau in einer gewaltigen Senke bildete; ihre Ursprungsstelle läßt sich nicht

mehr angeben. Über die jüngere, unabgetragene Oberfläche des Lavaplateau erheben sich, wie ein Land aus dem Meere, Hügel und Berge der begrabenen Oberfläche. Buchten ausfüllend tritt die Lava zwischen sie hinein, einzelne Spitzen wie Inseln isolierend. In anderen Landschaften sind die Eruptionen viel älter. Seit der Ausbruchszeit sind einzelne Teile der Lavadecken gestört und durch ein Labyrinth sich verästelnder Täler mit steilen Wänden tief zerschnitten worden (Blue Mountains). Andere Teile wieder sind in Schollen zerbrochen und bilden die jungen Berge im südlichen Oregon, die bereits beschrieben wurden. Besonders umfangreich sind weiter noch die Lavadecken auf dem Plateau von

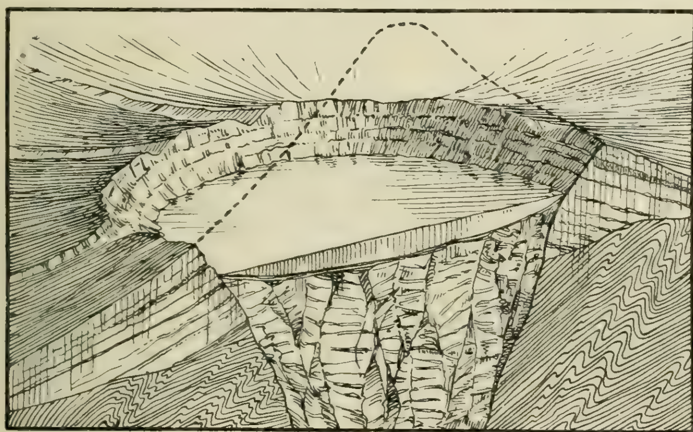


Abb. 68. Caldera.

Dekan in Vorderindien, in Armenien, (viel kleiner) in Deutschland am Vogelsberg und in der Rhön.

6. **Die Caldera.** Es kommt in Vulkangebieten häufiger vor, daß der hohe zentrale Teil eines Kegels durch ein großes und tiefes Becken ersetzt ist, das wir als „Caldera“ oder „vulkanischen Kessel“ bezeichnen (Abb. 68). An den nach innen steilen Wänden des Kessels treten Lavabänke zwischen Tuffschichten heraus, die nach außen hin einfallen. Die Bildung der Kessel kann auf verschiedene Weise erfolgen, einen explosiven Vorgang muß man vermuten, wenn in der Umgebung reichlich Lavablöcke und Aschen umherliegen. Fehlen solche, so kann man an einen Einbruch denken. So gebildete Calderen sind dann natürlich der Tätigkeit der Erosion

unterworfen. Tatsächlich vermag Erosion allein auch große Hohlräume im Zentrum von Vulkanen zu schaffen, aber in diesem Fall besteht immer ein hinausführendes Tal, während bei jungen Calderen, die durch Explosion oder Einbruch gebildet sind, ein geschlossener Wall den Kessel umzieht.

Ein Beispiel einer Caldera bietet uns der den Vesuvkegel umgebende Ringwall des Monte Somma, der allerdings nur z. T. erhalten ist (Abb. 69). Besonders umfangreich ist die Caldera von La Palma auf den Kanarischen Inseln.

7. **Zerschnittene Vulkane.** Dem meist starken Gefälle folgend, fließen kräftige Bäche an den Abhängen der Vulkankegel hinab und zerfurchen sie. Manche konsequenten Schluchten entstehen

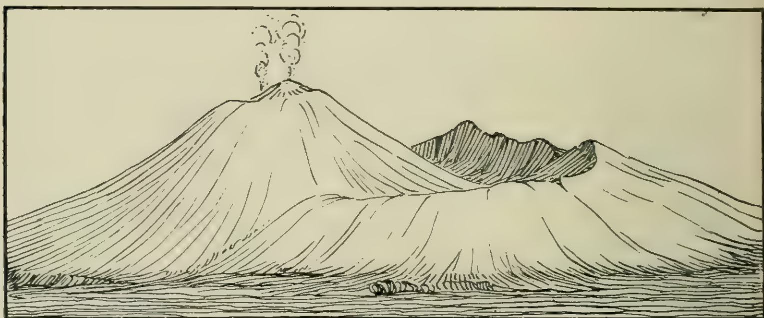


Abb. 69. Vesuv mit Monte Somma.

bereits während der Ruheperioden in der Wachstumszeit eines Vulkans; sie werden bei den späteren Eruptionen wieder mit Lava und Asche aufgefüllt. Sind die Ausbrüche vorbei, so werden die Schluchten, die wir als „Barrancos" mit einem spanischen Namen bezeichnen, allmählich tiefer und die Rücken zwischen ihnen zugeschärft. Geht der Vorgang weiter, bleibt schließlich nur wenig von der ursprünglichen Kegelform übrig. Wie bei jeder geographischen Form ist es auch bei der Beschreibung der Vulkane von Wichtigkeit, den erreichten Zustand im Wachstum oder in der Zerstörung hervorzuheben.

Der Mount Shasta (Abb. 70), im nördlichen Kalifornien, ist bei 4370 m absoluter und 3500 m relativer Höhe von tiefen Schluchten zerfurcht, doch ist seine Kegelform im großen und ganzen noch wohl erhalten. An seinem Fuß bezeichnen ebene Wiesen die Stellen

früherer Seen, die von den Lavaströmen abgedämmt worden sind, ein Vorgang, der sehr häufig vorkommt (bei Strohn in der Eifel; hinter dem Hargita-Gebirge in Siebenbürgen). Viel weiter fortgeschritten ist die Zerschneidung am Cantal im französischen Zentralplateau. Hier hat sich die Tätigkeit der Gewässer bereits der Struktur reif angepaßt: die weichen Tuffe sind rasch verschwunden, die Lavaströme herausgeschält, der ursprüngliche Krater ist nicht mehr erkennbar, er hat in größerer Höhe gelegen, als der Berg

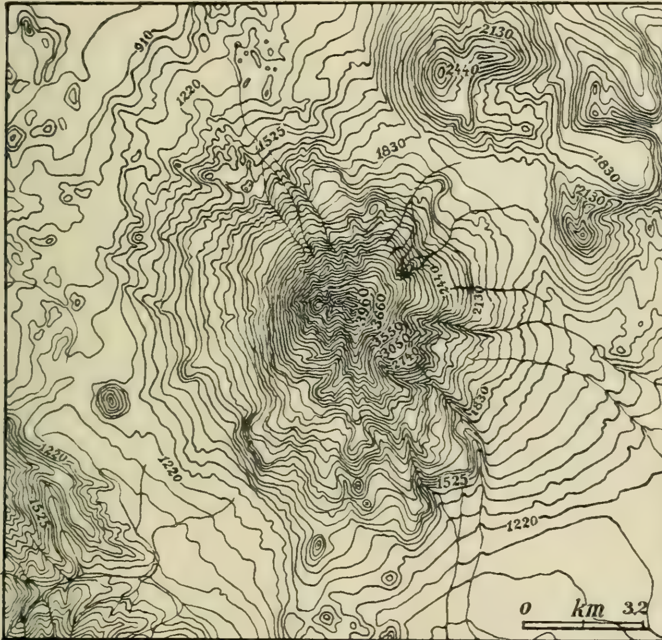


Abb. 70. Karte des Mount Shasta in Kalifornien; wenig zerschnittener Vulkan.

sie jetzt hat. Noch stärker zerschnitten ist der Mont Dore ebenda. Er besteht jetzt aus 7 oder 8 Bergen, die sich spitz und felsig in einem Umkreis von etwa 2 km erheben, nach außen sanft senken und von radialen Tälern isoliert sind, von denen die der Dordogne und des Chambon an Größe voranstehen.

Einen anderen Typus, bei dem eine Wiederbelebung der Eruptionen während der Zerschneidung stattgefunden hat, stellt der „Kratersee" im südlichen Oregon dar. Die Seiten des Berges waren

bereits von tiefen Barrancos zerfurcht, als der Kessel, der jetzt den See enthält, sich wahrscheinlich durch Einsturz bildete; zeigen doch seine Wände gleichmäßig abgeschnitten die Lavaschichten und in ihnen die Einschnitte der Schluchten. Im See liegt eine Insel, ein kleiner Kegel, den eine spätere Eruption aufgebaut hat (Abb. 71).

8. Zerschnittene Lavaströme und Lavadecken. Die Zerschneidung einer Lavadecke beginnt an den Rändern, wo sie in Strömen konsequent dem Gefäll der begrabenen Oberfläche ausläuft. Liegen diese Lavaströme in einem Tal, so entwickeln sich



Abb. 71. Karte des Crater Lake.

neue Bäche an den Rändern des Tales und des Stromes. Das läßt sich z. B. oberhalb von Royat im Westen von Clermont-Ferrand beobachten, wo zwei Bäche zu beiden Seiten des Lavastromes in den Granit einschneiden. Ist das umgebende Gestein weicher als die Lava, so bleibt der durch den Strom geschützte Teil desselben schließlich als langgestreckter Tafelberg stehen, es hat die für zerschnittene, vulkanisch gestörte Landschaften so bezeichnende Umkehrung des Reliefs stattgefunden.

Das französische Zentralplateau enthält Vulkane, Lavaströme und Lavadecken in sehr verschiedenem Zerschneidungszustand. Die Chaîne des Puys zeigt noch ganz junge unzerschnittene Vulkane, und ihre Lavaströme laufen in die jetzigen jungen Täler der Ober-

fläche aus (Royat bei Clermont). Dicht daneben liegen lavagekrönte Tafelberge, zwischen denen die Täler steil und 150 bis 200 m tief in die Grundlage der vulkanischen Ergüsse eingeschnitten sind. So erhebt sich die Stätte des alten Gergovia sogar 400 m über dem Alliertal, die Montagne de la Serre überragt ihre Umgebung um 200 m. Nach Westen hin gehen alle diese lavagedeckten Tafelberge in große unzerschnittene Lavaplateaus über, z. B. Cézallier, Planeze u. a., auf denen die Täler, als flache Senken kaum ausgebildet, nur etwa 50 m tiefer liegen als die Höhen.

Der Meißner im hessischen Bergland (Abb. 72) reiht sich hier an. Er erhebt sich als Tafelberg, 4 km in Nordsüdrichtung, 1 bis 2 km in ostwestlicher ausgedehnt, rund 400 m über seine Um-

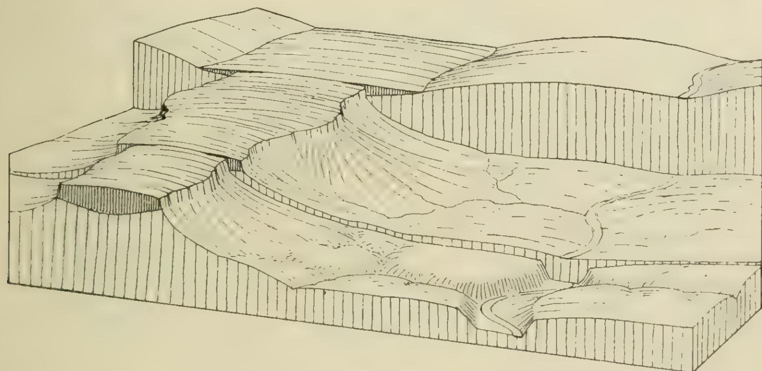


Abb. 72. Blockdiagramm des Meißner.
Ganz hinten: Landschaft zur Zeit des Basaltergusses. Mittelgrund: Fastebene mit dem Monadnock des Meißner. Vordergrund: Zerschneidung der Fastebene durch die Werra und ihre Zuflüsse. — Blick nach Norden.

gebung, die 300 m Höhe erreicht. Er scheint ein Rest eines früheren konsequenten Lavastromes zu sein, der sich aus einer unbekannten Quelle zu einer Zeit ergossen hat, als die ganze Oberfläche der Landschaft viel höher lag als jetzt. Seitdem sind die früheren Hügel, die das Tal, in dem der Lavastrom geflossen ist, eingeschlossen hatten, durch die Abtragung völlig entfernt worden. Es bildete sich eine 300 m hoch gelegene Rumpffläche, die gleichmäßig über sehr verschiedene Gesteine hinweg greift, der der Meißner als Monadnock entragte. Diese Fläche wird jetzt jung durch die Werra und ihre Zuflüsse zerschnitten, ist aber noch sehr gut erhalten.

Der Vogelsberg besteht aus einer Reihe übereinander liegender breiter Lavaströme oder Decken, die sich scheinbar von einem Mittelpunkt aus ergossen haben, der jetzt noch die höchsten Teile des Berges bildet. Dem Gefäll folgend hat sich ein radiales Entwässerungsnetz konsequent entwickelt, das den Berg bis zur frühen Reife zerschnitten hat. In den randlichen Teilen sind die Lavadecken stellenweise schon aufgelöst und ihre frühere Ausdehnung verraten jetzt nur noch Lavatafelberge, wie der Buchberg bei Münzenberg.

9. **Einzelberge vulkanischer Natur.** Wenn ein Vulkankegel vollständig zerstört ist, so erhält sich doch der von Lava ausgefüllte Kanal, in dem die einst flüssigen Massen an die Oberfläche aufstiegen. Dieser „Stiel" ist oft härter als das umgebende Gestein und bleibt bei der Abtragung desselben als „Pfropfenberg" stehen. Ist die Lava in einer langgestreckten Spalte aufgestiegen, so erhält sie sich der Abtragung gegenüber als ein natürlicher Wall. In diesem Fall sieht man, wenn die Erosion weit genug hinabgegriffen hat, daß die Anordnung der Säulen im oberen Teil des Pfropfenberges senkrecht ist, während sie sich weiter unten nach außen biegen und schließlich horizontal gestellt sind. Es beruht dies auf den Gesetzen der Erstarrung, wonach die Lavasäulen immer senkrecht zur Erstarrungsfläche angeordnet sind. In dem oberen Teil des Stieles wird die meiste Wärme an die Luft abgegeben, und deshalb sind die Säulen vertikal angeordnet; tiefer innen aber erfolgt die Abgabe nach den umgebenden Schichten hin, die Säulen liegen horizontal.

Diese Tatsache kann unter günstigen Umständen zur Unterscheidung echter Pfropfenberge von anderen Härtlingen vulkanischer Art führen, wie sie sich bilden, wenn eine Lavadecke oder ein Strom bis auf einen kleinen Rest abgetragen sind. Das Aussehen ist dann oft das gleiche, nämlich das der „Spitzkuppe", und da die Auflagerungsfläche meist durch Schutt verhüllt ist, so kann die Bestimmung der Art des Härtlings oft nur durch Beobachtung der Säulenstellung möglich sein.

Literatur.

1. C. de Stefani, Die Phlegräischen Felder bei Neapel. Pet. Mitt. Erg.-H. 156. 1907.

Guide géologique au Mexique. X. Congrès géol. internationale. 1906. E. Ordóñez, Le Jorullo.

E. J. Headlam, A new island in the Bay of Bengal. Geogr. Journal 29. 1907. 430.
T. Anderson, Volcanic studies. London 1903 (Tafelwerk).
2. A. Lacroix, L' éruption du Vesuv en 1906. Revue gén. des Sc. 17. 1906. 881 (vgl. die Literaturzusammenstellung in Ann. de G. XVI. Bibl. 1907, 604).
A. Lacroix, La montagne Pelée et ses éruptions. Paris 1904.
3. H. Haas, Das Erdbeben in Süditalien um die Jahreswende 1908/09. Gaea. 45. 1909. Heft 2.
M. Baratta, La catastrofe sismica calabro-messinese. I. II. Roma 1910 (vgl. Boll. Soc. G. Ital. (4) 10. 1909. 852).
4. C. M. Waegler, Die geographische Verbreitung der Vulkane. Diss. Leipzig 1901.
P. Höpfer, Die Regionen am Ätna. Wiss. Veröff. Ver. f. Erdk. Leipzig II. 5. 1895.
G. Volkens, Der Kilimandscharo. Berlin 1897.
5. T. Thoroddsen, Island. Pet. Mitt. Erg.-H. 152. 1905. 153. 1906.
C. E. Dutton, The Hawaiian volcanoes. U. S. Geol. S. 4. Ann. Rep. 1883. 81.
J. Russell, Volcanoes of North America. New York 1904.
R. D. Oldham, A manual of the geology of India. 2. ed. 1893. Kap. XI.
6. C. Gagel, Die Caldera von La Palma. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde. Berlin. 1908. 168.
7. J. Diller, Mount Shasta, a typical volcanoe. Nat. Geogr. Mon. I. 8. 1895. 237.
P. Scrope, The geology and extinct volcanoes of Central France. 2. ed. London 1858. — Livret Guide VIII. Congrès. géol. internat. 1900. Heft X.
J. Diller, H. Patton: The Geology and Petrography of Crater Lake. U. S. Geol. S. Prof. P. 3, 1092 (vgl. Nat. Geogr. Mag. VIII. 1897. 33).
K. Schneider, Studien über Talbildung in der Vordereifel. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde Berlin 18. 1883. 56f.
E. Sueß, Das Antlitz der Erde. I. 1885. 190.
8. A. Uthemann, Die Braunkohlenlagerstätten am Meißner, am Hirschberg und am Stellberg. Abh. z. geol. Karte von Preußen usw. N. F. Heft 7. 1893.
C. E. Dutton, Mount Taylor and the Zuñi Plateau U. S. Geol. S. 6. Ann. Rep. 1884/86. III.
9. D. W. Johnson, Volcanic necks of the Mount Taylor region, New Mexico. Bull. Geol. Soc. America. 18. 1907. 303.

Kartennachweise.

I. Der junge Vulkan:

Italien 1 : 100000. 184 Napoli. 185 Salerno.
Monte Vesuvio 1 : 10000 in 6 Blättern.
Island 1 : 50 000. 46 Hlödufell S. V.

II. Der zerschnittene Vulkan:

Vereinigte Staaten 1 : 250000. California, Shasta Sheet. 1 : 62500 Shasta special map.
Deutsches Reich 1 : 100000. 482 Mayen. 644 Freiburg i. B.
Frankreich 1 : 80000. 166 Clermont.
Vereinigte Staaten 1 : 250000. Oregon, Ashland Sheet.

III. Härtlinge vulkanischer Art:

Preußen 1 : 25000. 2737 Allendorf. 2795 Gudensberg.
Frankreich 1 : 80000. 186 Le Puy.

IV. Lavaströme und Stauseen:

Preußen 1 : 25000. 3361 Gillenfeld.

V. Zerschnittene Lavadecken:

Deutsches Reich 1 : 100000. 460 Gießen. 461 Grünberg. 485 Friedberg. 486 Büdingen.
Frankreich 1 : 80000. 175 Brioude.

KAPITEL X.

FLÜSSE UND TÄLER.

DIE LEBENSVORGÄNGE DER FLÜSSE.

Es ist natürlich, daß einem Menschen, der nichts von der Entwicklung der Landformen aus der Jugend durch die Reife zum Alter weiß, die Erdoberfläche als leblos erscheint, da diese Entwicklung so langsam vor sich geht, daß selbst ein alter Mann kaum Veränderungen in der Form der Hügel und Täler entdeckt, die die Stätte seiner Kindheit bilden. Jedermann aber kann mit Leichtigkeit das den Lebensvorgängen ähnliche Verhalten fließenden Wassers erkennen. Schon allein der Besitz der Bewegungsfähigkeit ist ein Kennzeichen des Lebens. Gehe man an einem Flusse aufwärts und verfolge alle seine Verzweigungen bis zur Quelle: alle sind sie damit beschäftigt, dem Hauptfluß Nahrung zuzuführen. Folgst du dem Flusse in seinem Tale abwärts, so nimmt er an Größe zu und geleitet dich ruhig zum Meere. Der Wechsel im Verhalten der lebhaft dahineilenden Quellflüsse zu dem langsamen Dahinströmen im Unterlauf bringt es mit sich, daß wir von unserem eigenen Wandel von Jugend zum Alter, als von dem „Strome des Lebens" sprechen. Tatsächlich spielen die Flüsse und ihre Werke in der poetischen Literatur eine weit größere Rolle als selbst das Hochgebirge und die Größe des Weltmeeres.

Je mehr wir die Flüsse und ihre Tätigkeit kennen lernen, desto wunderbarer erscheint uns ihre Rolle im Haushalt der Natur. Überall und ständig führen sie dem Meere den Schutt des Landes zu, ihnen widersteht nichts. Noch so hoch mögen sich, aus dem Niederland emporgehoben, die Berge türmen, die Verwitterung greift sie doch an, Wolken sammeln sich um ihre Gipfel, Regen und Schnee fallen auf sie hernieder, Bäche und Flüsse schaffen die Trümmer fort, bis nichts mehr übrig ist. Erst wenn alle Erhöhungen verschwunden sind, ruht das fließende Wasser von seiner Arbeit, um sie sofort neu zu beginnen, wenn eine Hebung des Landes einsetzt.

Die breiten Täler, die sich ausgebildete Flüsse schaffen, sind ein bevorzugter Platz für menschliche Siedlungen. Sie bieten mehr als das anstoßende höhere Land Schutz vor rauher Witterung; ihr Boden ist mit fruchtbarer Erde bedeckt; leicht gestaltet sich der Verkehr talauf talab, Wege und Bahnen folgen ihnen durch die Gebirge. All dieser Vorteile wegen sucht der Mensch die Talungen auf und bevorzugt sie vor dem Bergland.

DIE BEWEGUNGSVORGÄNGE DES GRUNDWASSERS.

1. **Das Grundwasser.** Das in Form von Regen oder Schnee auf die Erde herabgelangende Wasser verdunstet zum Teil, zum Teil läuft es ab und sammelt sich in Bächen und Flüssen, während der Rest einsickert. Diesen Teil bezeichnen wir dann als Grundwasser.

Das Mengenverhältnis der drei Teile zueinander wechselt mit den verschiedenen Bedingungen. Von einem leichten aber langanhaltenden Regen geht ein großer Teil der Niederschlagsmenge in das Grundwasser über, namentlich wenn er auf einer Ebene fällt. Anders bei einem Wolkenbruch im Gebirgsland; da strömt fast alles Wasser auf einmal ab und verursacht Überschwemmungen. Der gefrorene Boden ist nur in sehr geringem Maße aufnahmefähig, daher haben wir Hochwasser in den Flüssen, wenn ein heftiger Regen große Schneemengen zum Schmelzen bringt. In trockenen Landstrichen verdunstet wiederum ein verhältnismäßig großer Teil. Je besser ein Land zerschnitten ist, desto leichter geht der Abfluß von statten, und um so rascher folgen die Flüsse mit Schwankungen ihres Wasserstandes, dem Witterungswechsel.

Das Grundwasser ist von großer Bedeutung für das Wachstum der Pflanzen, deren Wurzeln die feuchte Erde aufsuchen, wichtiger noch als die atmosphärische Feuchtigkeit, wie man in Gebieten künstlicher Bewässerung sehen kann, wo das Pflanzenleben üppig gedeiht, ohne daß das Klima sich wesentlich ändert. Wo Pflanzenwuchs die Erdoberfläche bedeckt, da gelangt ein großer Teil des Grundwassers, den die Wurzeln aufnahmen, durch die Verdunstung der Blätter wieder in die Atmosphäre zurück.

Sind die Schichten im Untergrund lose, oder liegen Schuttanhäufungen vor, so kann sich da mehr Grundwasser ansammeln als im festen Granit z. B., in dem nur wenige Spalten zur Verfügung stehen.

2. Der Karst. Die Oberflächenformen in Gebieten löslicher Gesteine sind zum großen Teil von dem Verlauf der unterirdischen Erosion abhängig, die in Höhlen und Klüften arbeitet.

Regenwasser vermag Kalk aufzulösen, weil es immer, wenn auch in geringer Menge, aus der Luft stammende Kohlensäure enthält. Als Rückstand der Kalke bei der Auflösung bildet sich ein roter, toniger Boden, die Terra rossa der Mittelmeerländer. Sowie eine Kalklandschaft dem Wetter ausgesetzt wird — sei es, daß sie aus dem Meer gehoben wird oder vom Eis einer Eiszeit befreit — setzt an ihr chemische und mechanische Erosion ein. Der Schlagregen spült Rillen und Rinnen in der Oberfläche aus. Scharfe kleine Grate und Tälchen zersetzen die vorher ebene Fläche. Im Verein mit der immer weiter wirkenden Auflösung werden die Rinnen tiefer, die Wände zwischen ihnen messerscharf. „Karren" nennen wir diese etwas größeren Formen, das Überschreiten solcher Karrenfelder ist mühselig, ein Fall auf die scharfen Kanten gefährlich.

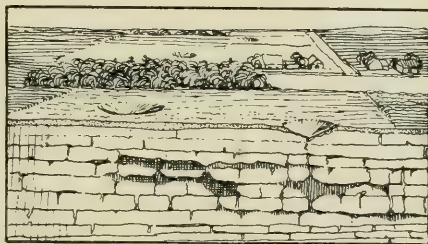


Abb. 73. Dolinen und Höhlen in durchlässigem, löslichem Gestein.

Wo das Wasser auf eine Spalte im Gestein trifft, da dringt es in diese ein, erweitert sie durch Lösung und Verwitterung zur Höhle und sinkt bis zum Grundwasserspiegel; an der Oberfläche entsteht ein rundliches Loch mit steilen Wänden, dessen Boden sich allmählich gleichmäßig nach der Stelle hin abböscht, an der das Wasser in der Spalte versickert. Wir bezeichnen einen Sammeltrichter dieser Art als „Doline" mit einem im südwesteuropäischen Karst gebräuchlichen, slavischen Wort (Abb. 73). Benachbarte Dolinen können bei ihrem Wachstum so nahe zusammenrücken, daß scharfe Grate sie statt einer ebenen Fläche trennen. Auch diese verschwinden allmählich, dann verwachsen die Dolinen, und die Oberfläche an dieser Stelle ist ein Stück tiefer gelegt. Zur gleichen Zeit sammeln sich am Boden die Verwitterungsrückstände an und verstopfen, „verschmieren" allmählich die Öffnungen, durch welche das Wasser bisher abzog, die wir als „Ponore" ebenfalls mit einem slavischen Wort bezeichnen. Fortdauernde Aufschüttung und Zu-

sammenspülung der Verwitterungsrückstände, sowie das weitere Zurückweichen der Wände führen zur Einebnung einer ursprünglich von Dolinen durchsetzten Landschaft zum Grundwasserspiegel hin. Lagen mehrere Dolinen an einem Hang übereinander, so wird sich auf ihren Böden nach ihrem Verwachsen ein Flußsystem entwickeln, das so lange völlig normal verläuft, als es nicht irgendwo eine durchlässige Schicht aufdeckt. Unter dem Schuttmantel geht die Verwitterung weiter, Gekriech und die normalen Abtragungsvorgänge ebnen die Landschaft langsam ein, während gleichzeitig die Höhlen in der Tiefe durch Schlamm, Tropfsteinbildungen und Einbrüche aufgefüllt und verschlossen werden.

Wir nehmen jetzt den Fall an, daß solch eine eingeebnete Landschaft durchlässiger Gesteine eine Hebung und Verbiegungen erleidet. Dann wird die Erosionskraft aller Gewässer belebt, sie durchschneiden die Verwitterungsdecke. Die Schlagregen spülen von den Hängen der jungen Täler die Roterde fort, der kahle Fels tritt heraus. Gerundete Buckel, wie sie Kalke unter der Verwitterungsdecke annehmen, tauchen auf: es sind Flächen größten Widerstandes gegen die chemische Erosion. Jetzt aber setzt die mechanische an ihnen ein, zersetzt und zerfetzt sie wieder zu Karren und Schratten, die um so vieles größer sind, als die mechanische Gewalt der Regen in der Höhe größer ist. Wieder versinken die Gewässer in Sauglöchern; da aber in dem klüftigen Gestein bei der Hebung der Grundwasserspiegel nicht in gleichem Maße in die Höhe gegangen ist wie die Oberfläche, so ist der Weg zu ihm jetzt ein sehr weiter. Eine großartige Entwicklung der Höhlen beginnt, die Erosion verschwindet von der Oberfläche und wandert in die Tiefe (Abb. 74). Nur da tritt das Wasser wieder aus, wo eine der nach unten gebogenen Wannen oder eine durch Brüche begrenzte Senke den Weg solcher unterirdischen Gerinne oder den Spiegel des Grundwassers selbst schneidet. An dieser Stelle tritt das Wasser aus; weil es aber an der Quelle keine geschlossene Bahn mehr vorfindet, breitet es sich aus und schüttet auf, um am andern Ende der Wanne wieder in Sauglöchern zu verschwinden. Wir bezeichnen solche Hohlformen, die es dem Grundwasser ermöglichen, eine Strecke weit ans Tageslicht zu treten, als „Poljen“. Staut sich z. B. wegen einer Verstopfung der Ponore in ihnen das Wasser, so wird ihr Boden von einem See überschwemmt, der wieder verschwindet, wenn der Zufluß nachläßt.

Das Sickerwasser bewegt sich im wesentlichen senkrecht zur Tiefe, löst auf diesem Wege in der Umgebung der Spalten Gestein auf. Oben bildet sich wie geschildert eine Doline, in der Tiefe eine Vertikalhöhle. Ist der Grundwasserspiegel erreicht, so geht die Bewegung wesentlich in der Horizontalen vor sich, die langgestreckten Horizontalhöhlen entstehen. Im Reifestadium sind diese

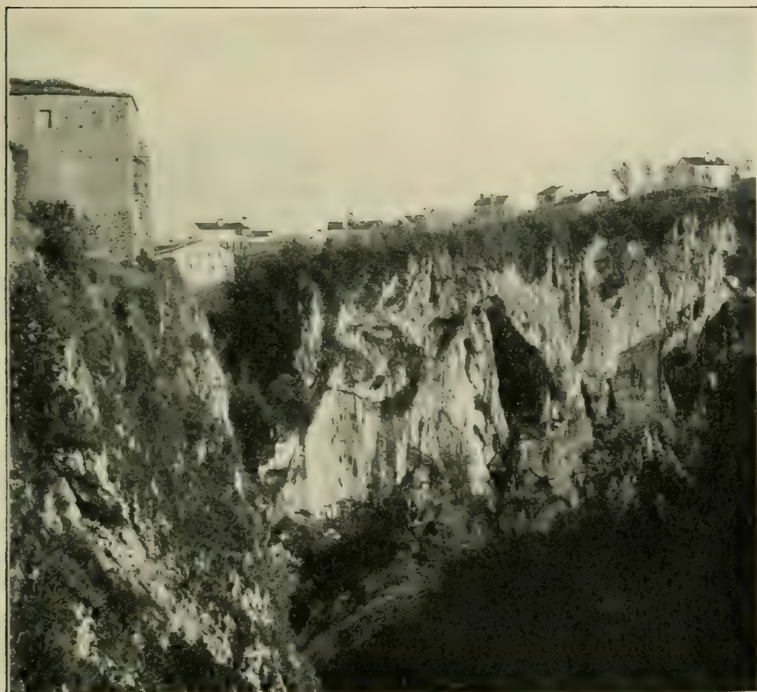


Abb. 74. Die Foiba-Schwinde bei Pisino-Mitterburg in Istrien. Die Foiba versinkt unten links. Die Höhle im Mittelgrunde rechts ist die Stelle eines früheren Laufes.

noch mit Wasser gefüllt und reichen von einem Saugloch bis zur nächsten Quelle hindurch; diese Ausbildung ist selten; meist erzeugt eine Senkung des Grundwassers schon vorher ein Trockenwerden der Höhle, damit Deckeneinstürze, deren Material nicht mehr fortgeschafft werden kann: die Höhle beginnt zu altern.

Das Grundwasser im Karste wird, wie alles Grundwasser, von den Niederschlägen gespeist, schwankt also mit ihnen auf und ab,

immer dem Maximum oder Minimum gegenüber um so viel verspätet, als das Sickerwasser Zeit gebraucht, den Grundwasserspiegel zu erreichen. Bei der Klüftigkeit und Löchrigkeit des Gesteines und der naturgemäßen Ansammlung des Grundwassers in diesen Hohlräumen sind die Schwankungen des Grundwasserspiegels im Kalk stärker als in Gesteinen, die gleichmäßig vom Grundwasser getränkt sind. Zeigen die Niederschläge dann noch starke jahreszeitliche Schwankungen, so kann der Grundwasserspiegel bis zu 30, 40 m auf und ab steigen, wodurch viele Senken und Wannen abwechselnd in seinen Bereich und wieder herauskommen.

Die Karsterscheinungen entwickeln sich also nicht zu der Erosionsbasis des Meeresspiegels, in jedem einzelnen Flußgebiet zu dem Punkt der Mündung hin, sondern ihre Evolutionsbasis ist das auf und ab schwankende Grundwasser, eine überall in großer Tiefe vorhandene Fläche. Kein Fluß kann eher ständig fließen, als bis er sein Bett oberirdisch oder unterirdisch so weit vertieft hat, daß er im Grundwasserspiegel verläuft, es sei denn er schüttet von oben her eine undurchlässige Decke über die Kalke. Steilwandige, tiefe Täler und von Dolinen durchsetzte Hochflächen von ganz unregelmäßiger Topographie sind für die gehobene reife Kalklandschaft bezeichnend.

An ihrer Oberfläche schreitet die Abtragung durch splitternde und lösende Verwitterung und Abspülung weiter fort. Gleichzeitig findet in der Tiefe ein Absatz der vom Sickerwasser in Lösung oder mechanisch weitergeführten Stoffe statt, die Klüfte und Röhren werden verschmiert, der Grundwasserspiegel hebt sich. Oberfläche und Evolutionsbasis treten also näher und näher zusammen, die Karsterscheinungen verlieren an Schärfe, die Löcher verstopfen sich, und gegen das Alter hin überzieht eine geschlossene Decke die Kalklandschaft, auf der normale Erosionsvorgänge die endgültige Abtragung bewirken.

An der dalmatinischen Küste und ihrem Hinterland treten teilweise ganz normale Formen auf, z. B. Fastebenen mit Monadnocks, jetzt gehoben und von jungen Flüssen zerschnitten, dann ein wenig untergetaucht, so daß die Küste unregelmäßig wurde. Daneben aber steht eine Gruppe überaus scharf entwickelter Karstformen, die wir noch nicht alle völlig verstehen. Es ist zweifellos, daß die durch den Menschen herbeigeführte Entwaldung eine Wiederbelebung der Karstformen zu diesem starken Ausmaß erzeugt hat.

3. Quellen. Wir kehren jetzt zur Darstellung des Grundwassers in nicht löslichen Schichten zurück und betrachten zunächst die Quellen. Nur ein sehr geringer Teil des Grundwassers bleibt dauernd unter der Oberfläche. Früher oder später, nach längerem oder kürzerem Weg, kommt es in der Form von Quellen wieder zum Vorschein, aber immer in tieferer Lage gegenüber der Stelle, an der es einsickerte. Die Bewegungen des Grundwassers gehen recht langsam vor sich, weil es sich allmählich in den Spältchen des Bodens und der Gesteine vorwärts schieben muß. Wo ein großer Teil des Regens einsinkt, sind die Schwankungen im Wasserstand der Quellen und Flüsse geringer als da, wo der Abfluß sich rasch vollzieht.

In Landschaften mäßigen Reliefs, die genügend Regen erhalten, treffen Brunnenanlagen fast überall in 5 bis 10 m Tiefe auf das Grundwasser. Da dasselbe kaum Gesteinsschutt (außer in Lösung) mit sich führt, ist es im allgemeinen klar und rein und somit besser für den menschlichen Gebrauch geeignet als Flußwasser. Das Grundwasser bewegt sich langsam dem Gefäll folgend, es sammelt sich unterhalb von Senken an und wird in Tälern überall nahe der Oberfläche gefunden; hier ist der Boden immer feucht. Am Fuß eines Abhanges tritt es dann oft als Quelle aus, in vielen Fällen unsichtbar, weil es sich ohne weiteres mit dem oberirdisch abfließenden Wasser eines Flusses vermengt. Da der Grundwasserspiegel etwas über dem Meeresspiegel steht und sich zu ihm hin neigt, so mischt sich an den Küsten das Grundwasser mit dem Meerwasser. Wenn eine Küstenebene mit einem niedrigen Kliff oberhalb eines Vorstrandes endet, kann man sicher sein, bei einer Grabung am Fuß des Kliffs in geringer Tiefe süßes Wasser zu finden, das eben hier langsam zum Meere hin strömt.

In manchen Fällen liefern indessen die oberen Schichten einer Küstenebene kein genügendes oder kein brauchbares Wasser für die Versorgung einer Stadt; dann greift man zur Bohrung eines artesischen Brunnens, die natürlich nur Erfolg haben kann, wenn eine Schicht getroffen wird, die weiter oberhalb an der Erdoberfläche ausstreicht. (Vgl. S. 112.)

4. Heiße und Mineralquellen. Das Grundwasser dringt mitunter tief in die Erde ein, sickert dort durch große Massen langsam fort, um dann schließlich auf einer Verwerfungskluft rasch wieder zur Oberfläche emporzusteigen. Dann bringt es die Wärme der größeren

Tiefe mit sich und ist mit einer ungewöhnlichen Menge gelöster mineralischer Substanzen beladen. Das sind die sogenannten „Thermen" oder „Sprudel", auch „Brunnen" genannt, deren Bedeutung häufig in ihrem großen Heilwert für viele Krankheiten liegt. An Beispielen seien genannt die böhmische Thermalzone, die Quellen am Südhang des Taunus, Baden-Baden, alle an Verwerfungszonen der Erdkruste gebunden. Große Weltbäder sind um die Thermen entstanden.

5. **Die Geysire.** In einzelnen vulkanischen Landschaften steigt die Temperatur des Grundwassers bis oder über den Siedepunkt. Dann bilden sich im Wasser Dampfblasen, oft in mehr oder minder explosiver Art; solche dampfende Springquellen nennt man „Geysire". Ihre Tätigkeit ist meist eine intermittierende, was sich folgendermaßen erklärt: sobald die vorher die Röhre füllende Menge Wassers hinausgeblasen ist, ist ein gewisser Zeitraum (eine bis mehrere Stunden) erforderlich, um das von den Seiten neu hinzutretende Wasser auf den Siedepunkt zu erwärmen. In den tieferen Teilen der Röhre liegt der Siedepunkt infolge des Druckes der darüber lastenden Wasserschichten höher als an der Oberfläche. Sobald die unteren Schichten auf ihren Siedepunkt erhitzt sind, verwandelt sich ein großer Teil von ihnen plötzlich in Dampf, der das ganze in der Röhre befindliche Wasser hinausschleudert.

FLÜSSE UND IHRE TÄLER.

6. **Das Flußsystem und seine Teile.** Ein Fluß ist ein Strom Wassers, das den Verwitterungsschutt des Landes von seinen höheren nach den tieferen Teilen befördert, schließlich in ein Becken, oder allgemeiner ins Meer. Ein Hauptstrom und alle seine Verzweigungen zusammen bilden ein „Flußsystem".

„Rinnsal", „Bach" bezeichnen die kleinsten Verästelungen des Systems. Ein „Fluß" ist immer schon ein stattliches Gewässer, während wir unter „Strom" einen großen Wasserlauf, in der Regel die Hauptader des Systems verstehen. Den Landstrich, von dem aus abfließendes Wasser und mit ihm der Verwitterungsschutt in einen Fluß gelangt, bezeichnen wir als sein „Gebiet". Die Kammlinie zwischen den Abhängen, die sich zu verschiedenen Flußgebieten neigen, nennen wir eine „Hauptwasserscheide", die zwischen verschiedenen Zweigen desselben Flußgebietes eine „Nebenwasserscheide".

Auf jungen Ebenen und Hochländern kommen Landstriche vor, in denen gar keine merkbaren Erhöhungen die Flußgebiete voneinander scheiden; wir bezeichnen eine solche Oberfläche als unzerschnitten und die Flüsse als unvollkommen geschieden. Wenn diese Gebilde anderseits gut zerschnitten sind, entwickeln sich zahlreiche Nebenwasserscheiden. Im Hochgebirge sind die verschiedenen Wasserscheiden gut durch scharfe hohe Bergrücken bestimmt; ist das Land flach abgetragen, so werden die Wasserscheiden weniger ausgeprägt.

7. **Der junge Fluß.** Die bisher beschriebenen Beispiele von Landformen haben gezeigt, daß, wenn ein Land sich aus dem Meere erhebt, oder wenn eine ältere Landoberfläche aufgewölbt wird, daß dann alle Gewässer dem Zuge folgen, den die allgemeine Neigung des Landes auf sie ausübt, und so konsequente Gewässer werden. Zwei Ausnahmen müssen erwähnt werden. Erstens einmal können große Flüsse sich auch gegenüber neuen Gefällsverhältnissen behaupten, und zweitens, wenn die Landoberfläche vor der Aufwölbung ein starkes Relief besaß, kann es sein, daß Hebung und Schrägstellung nicht genügen, die Flüsse aus ihren Tälern zu verdrängen.

Der eben angelegte konsequente Fluß folgt der Tiefenlinie der Senke, in der er sich sammelt, und schneidet da sein Bett ein, wo sein Gefälle stark genug ist, daß er seinen Anteil am Schutt mit kräftiger Strömung fortführen kann. Er weist so viele Knicke und Unregelmäßigkeiten auf, wie sie die Richtung einer der Versenkungen der Oberfläche hat. Bei nachlassendem Gefäll, oder wenn der Fluß in einen See mündet, lagert er ab und erhöht die Oberfläche. Dauert die Flußtätigkeit lange, wird das Bett so weit ausgeglichen, daß der Strom gerade noch imstande ist, die ihm gewöhnlich zufallende Schuttmenge bequem fortzuschaffen. Damit ist der Übergang von Jugend zur Reife, der Ausgleich erreicht.

Gute Beispiele jugendlicher Flußsysteme finden sich im Gebiet der Landes im südwestlichen Frankreich; Seen und Sümpfe unterbrechen den Lauf der Flüsse, die sich anderswo über eine kleine Stufe hinabstürzen. Jung sind auch die kräftigen Stromsysteme in Zentralafrika, der Nil u. a.

8. **Seen.** Aus diesen Beispielen geht schon hervor, daß das Auftreten von Seen ebenfalls ein Kennzeichen der Jugend eines Systemes ist. Sie gehen ihrer allmählichen Zerstörung entgegen; zum Teil

werden sie aufgefüllt mit dem Schutt, den die Zuflüsse bringen, zum Teil fließen sie ab, indem sich der Ausfluß vertieft. Die Seen sind also nur eine vorübergehende Erscheinung in dem langen Leben des Flußsystemes, dem sie angehören, das noch besteht, wenn sie gänzlich vergangen sind.

Ein in ein Stromsystem eingeschalteter See wirkt wie ein Filter. Die Geschwindigkeit des Zuflusses nimmt in ihm ab, der Schutt fällt aus und baut sich teils in Deltas auf, teils überdeckt er den Boden des Sees; gänzlich gereinigt strömt das Wasser am anderen Ende wieder aus. Ein prächtiges Beispiel hierfür ist die Rhone.

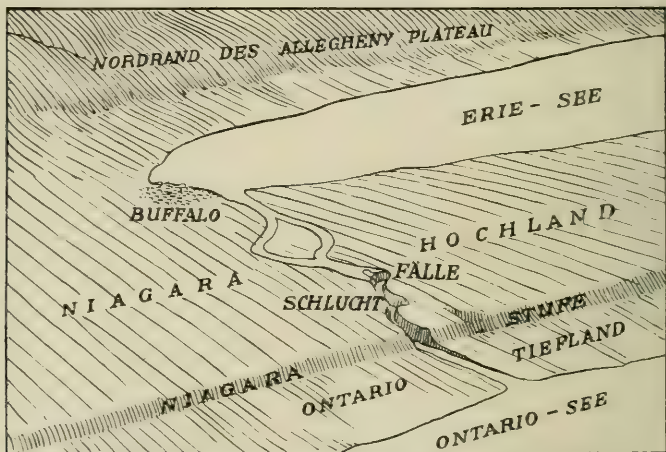


Abb. 75. Ansicht der Niagaralandschaft aus der Vogelschau.

Trübe, tosend, mit Geröll beladen, ergießt sie sich in den Genfer See, in den sie ein 30 km langes Delta vorgeschüttet hat; wundervoll klar entströmt sie ihm bei Genf, ihr feiner Schlick überzieht den Boden des Sees und macht ihn eben.

In ähnlicher Weise wirken Seen regulierend auf den Wasserhaushalt der Flüsse ein. Die Überschwemmungen des Rhein unterhalb des Bodensees sind niemals so verheerend wie die der Elbe oder auch ihrer Nebenflüsse, die keine Seen durchströmen.

9. **Wasserfälle und Stromschnellen.** Es kommt vor, daß ein Knick in der neugebildeten Landoberfläche vorhanden ist, der in den darüber hinströmenden Gewässern dann Stromschnellen oder Wasserfälle erzeugt. Diese liegen ursprünglich genau an der Stelle

des Gefällsbruches, arbeiten sich später aber nach rückwärts ein, während unterhalb eine Schlucht entsteht. Sie ist z. B. beim Niagara 16 km lang (Abb. 75).

Andererseits trifft auch während der Vertiefung seines Bettes ein Fluß oft auf Stellen, an denen ein hartes Gestein mit einem weichen wechselt. In letzterem wird das Tal schneller ausgetieft werden als in ersterem, und es wird sich an der Grenze beider ein Wasserfall bilden (Abb. 76). Diese Fälle, verursacht durch ungleichmäßige Härte des Gesteines, sind sehr häufig; hierher gehören z. B. die Stromschnellen am Übergang der Flüsse vom Altland zur Küstenebene.

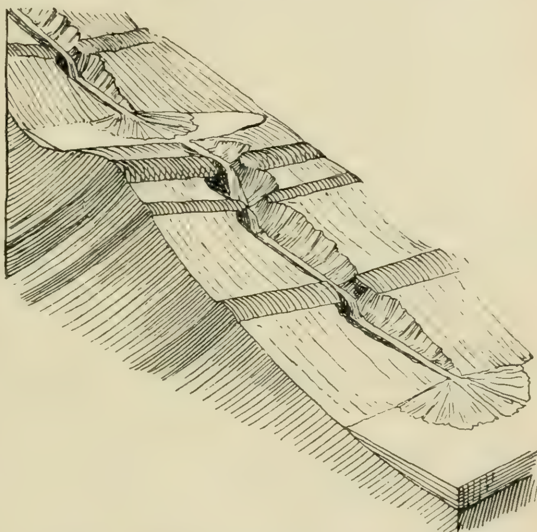


Abb. 76. Bildung von Wasserfällen an harten Bänken; Ausgleich der Laufstrecke oberhalb; Ablagerung von Schuttkegeln.

Wenn Wasserfälle den Lauf eines Stromes unterbrechen, so ist derselbe als Schiffahrtsweg zunächst wertlos, kann aber als Kraftquelle für die Industrie dienen. Im Laufe der Zeit verschwinden die Stromschnellen ebenso wie die Seen aus den Stromsystemen, die sich dann erst der Schiffahrt öffnen. Die großen Fälle an den afrikanischen Flüssen, z. B. Kongo, und die durch sie bewirkte Erschwerung der Reisen sind nicht zum wenigsten daran schuld, daß diese Ströme nicht die Rolle von Amazonas und Mississippi in der Entdeckungsgeschichte und der Entwicklung ihres Umlandes spielen.

10. **Der ausgeglichene Fluß.** Wie Abb. 76 zeigt, arbeitet jeder Fluß sein Bett in dem weicheren Gestein so tief aus, als es das stromab nächstliegende harte gestattet. Dieses ist also die lokale Erosionsbasis, zu welcher hin der Ausgleich ebenso erfolgt wie von der untersten Strecke zum Meere. Der Lauf zerlegt sich somit in

verschiedene Strecken, von denen immer eine mäßiges Gefälle ohne Stromschnellen hat, während in der nächsten das Wasser über Schnellen und Fälle hinabstürzt. Die erstere Laufstrecke, in der das Gefälle gerade genügt, um die vorhandene Schuttmenge fortzuschaffen, bezeichnen wir als „ausgeglichen". Wenn eine lange Zeit hindurch im Flußgebiet keine tektonische Bewegung stattfindet, dann verringert sich die Zahl der Wasserfälle und Stromschnellen, die sich vereinigenden ausgeglichenen Laufstrecken

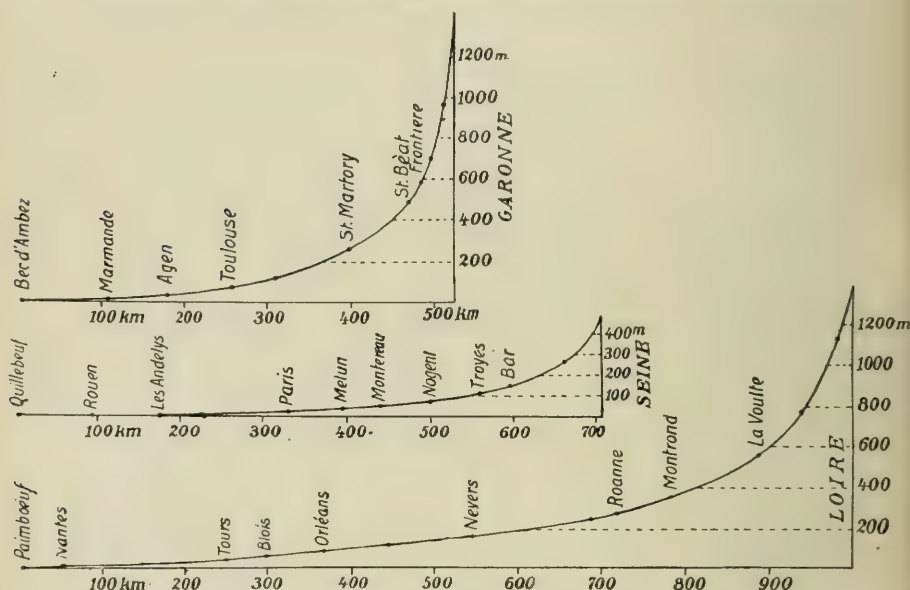


Abb. 77. Längsprofile von Flüssen (Garonne, Seine, Loire).

werden länger und länger. In diesem Zustand finden wir viele große Ströme auf der Erde. Bei der Beschreibung eines Flusses sollte also immer angegeben werden, wieweit der Prozeß des Ausgleiches vorgeschritten ist.

Anders in einer Landschaft, in der wiederholte Hebungen eingesetzt haben; hier sind kaum die größeren Flüsse imstande, ihren Lauf in den Pausen zwischen den Hebungen auszugleichen, die kleineren bleiben dauernd unfertig und gleichen Gießbächen. Nur dann, wenn die letzte Hebung sehr weit zurückliegt, wie im unterjochten Gebirge und anderen spät reifen Formen, vermögen sich

wohl ausgeglichene Flußläufe zu entwickeln. Wenn der Ausgleichsvorgang selbst die kleineren Zuflüsse erreicht hat, dann ist das Gefäll so verteilt, daß es am stärksten in der Nähe der Quelle ist und am geringsten in der Nähe der Mündung. Das Längsprofil eines voll entwickelten Flusses ist eine Kurve, deren Krümmung von der Quelle zur Mündung hin stetig abnimmt (Abb. 77).

Die große Wassermenge im Unterlauf eines Flusses strömt auch bei sehr geringem Gefäll rasch dahin, wenn auch immer langsamer als die Quellflüsse. Zum Teil beruht die Größe des Unterlaufes auf der Abnahme der Geschwindigkeit. Der Schutt ist hier leicht beweglich, da er auf seinem langen Wege von den obersten Zuflüssen her mehr und mehr zerrieben worden ist, und so kann der Fluß seine Aufgabe des Transportes erfüllen. Bei den Quellflüssen dagegen ist die Reibung der geringen Wassermenge am Boden und den Wänden des Bettes eine sehr große, die Strömung wird dadurch verlangsamt. Der Schutt, der hier von den Talhängen ins Wasser gelangt, ist an Masse bedeutend und an Korn grob, daher schwer beweglich. Unter diesen ungünstigen Bedingungen kann der Fluß eben nur dann seiner Pflicht nachkommen, wenn das Gefäll im Oberlauf groß ist und zunächst auch bleibt. Wenn aber die Hänge abgetragen sind und der Schutt an Korngröße und Menge abnimmt, dann vertiefen die Flüsse ihre Betten zu ganz geringem Gefälle. Spätreife und Alter nahen sich.

Die Fortbewegung des Schuttes in den fließenden Gewässern geschieht auf dreierlei Weise. Die gröberen Gerölle rollen am Boden entlang, das dadurch verursachte Geräusch kann man bei Wildbächen mitunter hören. Die feineren Sinkstoffe werden in der Schwebe fortgeführt und trüben das Wasser namentlich bei Hochfluten oft erheblich. Ein dritter Teil endlich geht gelöst ins Meer hinaus, er verleiht dem Flußwasser oft die Färbung (humose, organische Stoffe die Braunfärbung in vielen norddeutschen Flüssen).

Ziehen sich in einem Flußsystem ausgeglichene Talböden ohne Gefällsbruch von der Mündung bis in die Quellgebiete hinauf, so ist der Schluß sicher, daß die Flüsse sehr lange ungestört gearbeitet haben, denn sonst hätten sie nicht diesen vollkommenen Ausgleich zwischen ihrer Wassermenge, ihrem Schuttanteil und dem Gefälle herstellen können. Dieses bewundernswerte Gleichgewicht ist einer der besten Beweise dafür, daß die Täler von den Flüssen aus-

gefurcht sind, die sie jetzt durchströmen, denn kein anderer Vorgang sonst vermag einen solchen Ausgleich herbeizuführen.

11. **Die Ausgestaltung der Täler.** So lange ein junger Fluß sein Tal vertieft, sind die Gehänge steil und der Talboden nur so breit wie der Fluß. Für Wege und Ortschaften ist kein Platz da, legt der Mensch sie doch an, so müssen sie sich an den Hängen emporziehen, wo sie auch vor den in einem engen Tal besonders zerstörenden Hochwassern geschützt sind.

Wenn ein Fluß vollkommen gerade dahinflösse, so würde sich sein Talboden nur sehr langsam verbreitern. Er schneidet sein Bett senk-



Abb. 78. V-förmiges Profil im Tal eines Nebenbaches der Werra oberhalb Allendorf. Blick nach Osten in das Werratal.

recht in die Tiefe, die Talhänge werden wohl von der Verwitterung und Abspülung zurückgeschoben, aber der Boden wird nach wie vor ausschließlich vom Fluß eingenommen; das Profil ist V-förmig (Abb. 78). Ein ganz gerade fließendes Gewässer gibt es aber nicht. Wenn Biegungen auftreten, liegt die stärkste Strömung an der Außenseite der Krümmung; hier werden infolgedessen die Ufer stärker angegriffen als an der Innenseite (Abb. 79 a, b). Die Talhänge werden unsymmetrisch, den sanfter abfallenden „Gleithängen" der vorspringenden Teile des Hochlandes, die wir „Sporne" nennen, stehen die steilen „Prallhänge" gegenüber; der Landstreifen, den der Fluß einnimmt, ist breiter und der Fluß länger geworden.

12. Hängende Seitentäler. Ein großer Fluß kann rasch ein tiefes und enges Tal einschneiden. Die kleinen Zuflüsse haben weniger erosive Kraft, sie vermögen mit der Vertiefung des Haupttales nicht Schritt zu halten. So müssen sich für eine Zeitlang die Seitentäler in mittlerer Höhe der Wände des Haupttales öffnen, und die Flüsse dieser Seitentäler müssen in Wasserfällen herabkommen. Täler dieser Art bezeichnen wir, wie schon erwähnt, als normale „hängende" Täler.

Es ist klar, daß ein solches „Hängen" nur in früher Jugend statthaben kann; denn wenn der Hauptfluß sein enges Tal bis fast zum Ausgleich eingetieft hat, wird die weitere Vertiefung sehr langsam vor sich gehen. Zur selben Zeit verleiht der Wasserfall oder die Stromschnelle dem Zufluß an seiner Mündung verstärkte Kraft, so daß er bald sein Tal so weit einschneiden kann, daß es „gleichsohlig" in das des Hauptflusses mündet, ein Zustand, der, wenn er einmal erreicht ist, während der ganzen Dauer eines ungestörten Zyklus bestehen bleibt.

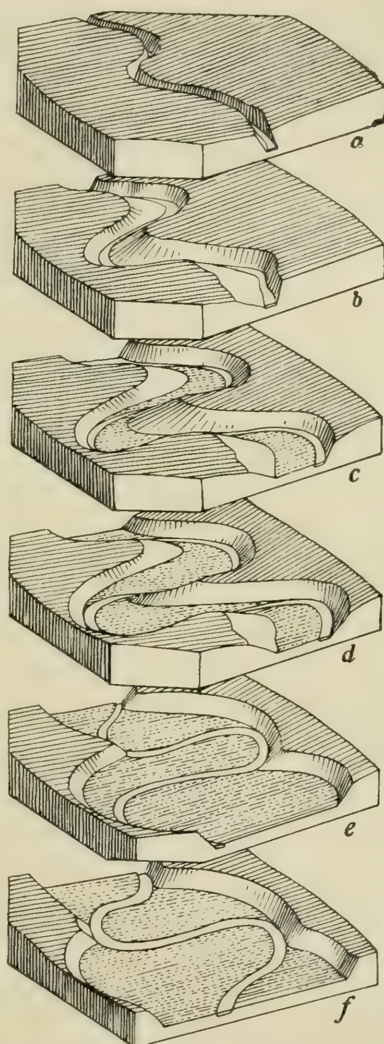


Abb. 79. Ausbildung von Mäandern.

Die Entwicklung hängender Seitentäler läßt sich am besten in einer Landschaft beobachten, die rasch gehoben ist und von einem großen Fluß durchströmt wird. Solch eine Landschaft ist das Rheinische Schiefergebirge, wenn man nach dem geringen Betrag

wiederbelebter Zerschneidung in dem neuen Erosionszyklus urteilt. Doch haben hier alle die kleinen Seitenbäche ihre Täler so weit vertieft, daß sie den Rhein gleichsohlig erreichen, aber ihr Gefäll ist in der untersten Laufstrecke noch außerordentlich steil.

Selbst in so tiefen, engen und steilwandigen Tälern, wie sie das Colorado-Cañon-Gebiet aufweist, sind schon alle Zuflüsse mit Ausnahme der allerkleinsten zu gleichsohliger Einmündung gelangt, trotzdem viele von ihnen nur periodisch sind, während der Hauptfluß, reichlich mit Schutt beladen, dauernd fließt.

Es muß wohl beachtet werden, daß in einer Landschaft wenig widerstandsfähiger Struktur, die allmählich gehoben wird, der Hauptfluß sich ständig im Ausgleichszustand erhält, und daß die Talwände auch während der Zeit der Hebung zu ausgeglichenen Böschungen verwittern. Solche Flüsse und Täler haben überhaupt kein Jugendstadium, sondern sind von Anfang an reif. Denn entsprechend werden die Zuflüsse sogleich die gleichsohlige Vereinigung erreichen und dann dauernd beibehalten.

Dieser Zustand gleichsohliger Vereinigung ist immer nur mit Rücksicht auf den Wasserspiegel der Flüsse und die Talböden vorhanden, nicht in den Flußbetten. Denn wenn ein kleiner Zufluß in einen großen Strom einmündet, ist die Tiefe des Zuflusses immer geringer als die des Stromes. Verschwindet das Wasser, so ist das hängende Bett des Zuflusses leicht wahrnehmbar, wie es denn auch in Wüsten zur Beobachtung gekommen ist.

13. **Die Ausbildung von Mäandern.** Wenn ein Fluß sein Tal ausgeglichen hat, so vertieft er es nur noch sehr allmählich und in dem Maß, als die von den Quellflüssen ihm zukommende Schuttmenge mit dem schwindenden Relief der vorschreitenden Reife und des Alters abnimmt. Aber nach wie vor folgt seine Strömung der Außenseite der Windungen, und er verbreitert sein Tal seitwärts. Die noch unregelmäßigen Knicke im Lauf werden zu regelmäßig geformten Windungen umgebildet, die der Größe und Wassermenge des Flusses entsprechen, und weil scharfe Kurven rascher, weniger scharfe langsam erweitert werden, so besteht ein Streben dahin, Krümmungen gleicher Größe zu entwickeln.

Da wo die stärkste Strömung in einem sich windenden Fluß aus einer Biegung ABC (Abb. 80) in die nächste EFG übergeht, wird sie nicht sogleich von der Außenseite der ersten Biegung auf die Außenseite der zweiten abgelenkt, bleibt vielmehr auf der talab ge-

legenen Seite der zweiten Kurve für eine kleine Strecke, wie bei *D*. Deshalb vergrößert die Seitwärtserosion eines sich windenden Flusses nicht nur die Biegungen, in welchen er hin und her schwingt, sondern strebt danach, von der talab gelegenen Seite jedes Spornes weg in die talauf gelegene des nächsten einzuschneiden. Die Gestalt der Sporne wird dadurch naturgemäß unsymmetrisch.

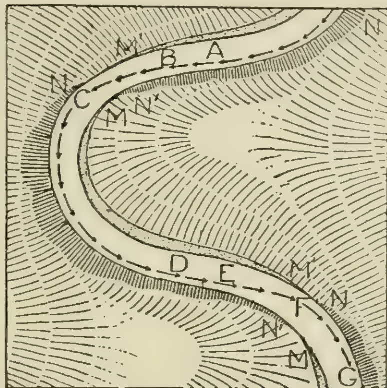


Abb. 80. Lage des Stromstriches in einer Flußbiegung.

Während an der Außenseite der Krümmungen das Ufer zerstört wird, lagert sich an der Innenseite bis zur Höhe des Hochwasserspiegels Schutt, Gerölle und Sand ab. Es bildet sich ein zunächst schmaler Streifen einer „Flußebene“ oder „Flußaue“, einmal auf der rechten und dann auf der linken Seite des Stromes (Abb. 79). Als Beispiel kann die Mosel genannt werden.

Bei fortgesetzter Tätigkeit nimmt der Fluß mehr und mehr von den Spornen fort, die in sein Tal vortreten (Abb. 79 d, e), bis er sie nach sehr langer Zeit ganz beseitigt hat (Abb. 79 f). Dann ist eine große Flußebene vorhanden, deren Breite dem Streifen entspricht, den die Krümmungen des Flusses einnahmen, auf der der Fluß in Windungen dahinfließen und neue Bogen frei entwickeln kann, die seinem Wasserhaushalt entsprechen; nur selten stößt er gegen die Talwände. Je enger der ursprüngliche Streifen der Windungen war, desto schmaler ist in diesem Stadium die Flußaue. Die Windungen bezeichnen wir nach dem Fluß Menderes in Kleinasien, dem Mäandros der Griechen, als „Mäander“. An der Außenseite der Biegung nimmt die Strömung auch jetzt noch Stoffe fort, die sie an der Innenseite absetzt. Die Bogen selbst aber können dadurch nicht ins Ungemessene wachsen, wie sich aus dem Folgenden ergibt. Wenn die Mäander Bögen von mehr als 180° beschreiben, wird nämlich dadurch der Hals des „Lobus“, den die Flußebene in den Bogen vorschiebt, enger und enger eingeschnürt und die stromaufwärts gelegene Seite wird immer mehr angeschnitten. Schließlich bricht das Wasser durch und bahnt sich einen neuen kürzeren Weg („Mäander-

durchbruch"). Der Rest des Lobus bleibt als Insel stehen, die früher gekrümmte Laufstrecke ist zu einem „Altwasser" geworden, das nach und nach vom Fluß ganz abgeschnürt wird und sich mit Sinkstoffen und Pflanzenwuchs auffüllt, bis nur noch eine moorige Senke verrät, daß hier einstmals ein Strom sein Wasser talab wälzte. Durch diese Durchbrüche nimmt die Länge des Flusses plötzlich ab. Aber bald entwickeln sich neue Biegungen, und der Fluß verlängert sich wieder. Seine Länge schwankt also zwischen wohl bestimmten Grenzen: sie nimmt langsam zu, während die Mäander wachsen, und plötzlich ab, wenn ein Durchbruch erfolgt.

Ein kleiner Bach wird durch Zufälle sehr gestört. Ein Stück Rasendecke, das von der konkaven Uferbank herabfällt, kann die Strömung aus ihrer Richtung bringen und die Bildung einer neuen Biegung veranlassen; so sind in solchem Fall nur kleine Krümmungen zu erwarten. Außerdem können die eng zusammenliegenden Biegungen eines mäandernden Baches nicht groß werden, ohne daß sie einander schnitten und es zu Durchbrüchen käme. Ihre große Zahl und Menge dicht beieinander ist also die Grenze ihrer Entwicklung.

Ähnlich bei einem großen Fluß. Hier werden kleine ursprüngliche Schlingen zum Teil durch das Wachstum derjenigen großen zerstört, die am besten dem Wasserhaushalt des Flusses angepaßt sind. Die großen überlebenden Biegungen liegen in einigem Abstand voneinander. Ein großer Fluß hat eine so starke Strömung, daß er seine Biegungen vergrößert, selbst wenn kleine Unregelmäßigkeiten eintreten, wie der Fall eines Baumes. Die starke Strömung schafft rasch diese kleinen Hindernisse beiseite und arbeitet ruhig weiter.

Auf der Oberrheinischen Tiefebene lassen sich Beispiele für alle Stadien dieser Vorgänge finden, obwohl die Regulierung der Flüsse auch hier vielfach störend eingegriffen hat. An der Ostseite liegen die gänzlich verlassenen kleineren Mäander des Neckar, der hier früher seinen Weg nördlich nahm. Am Rhein selbst beobachten wir bei Stockstadt eine große Krümmung, an deren Hals bald auf natürlichem Wege der Durchbruch erfolgt wäre, den die Regulierung inzwischen vorgenommen hat. Bei Lampertheim ist der Durchbruch eben vor sich gegangen, der verlassene Mäander ist noch mit Wasser gefüllt. Etwas weiter vorgeschritten ist die Entwicklung an dem Altwasser von Roxheim, das schon völlig von dem lebenden

Strom abgeschnürt ist. Bei Biblis, Eich und an anderen Stellen zeigen endlich nur noch gekrümmte feuchte Senken die Lage des alten Flußlaufs an.

Infolge der dauernden Erhöhung des Bettes in unmittelbarer Nähe des Stromes entsteht allmählich ein schwaches Gefäll vom Flusse weg nach den Rändern der Flußebene hin, beim Mississippi beträgt es etwa 1,5‰. Dadurch wird verhindert, daß die Nebenflüsse direkt den Hauptfluß erreichen, sie fließen ihm ein Stück parallel oder werden gar zu Seen aufgestaut, wie man an der unteren Donau beobachten kann.

14. **Der verwilderte Fluß.** Wenn ein Fluß ein sehr großes Gewicht an grobem Schutt fortzuschaffen hat, so hat seine Flußebene selbst im Ausgleichszustand ein relativ steiles Gefäll. Dann weicht der Fluß aber von seinem geraden Lauf durch die Aue nur wenig ab; er zersplittert seine Wassermenge in viele einzelne Arme, zwischen denen beständig sich verändernde Sandbänke und Inselchen liegen. Er lagert also immerfort ab. Ein Beispiel für derartige „Verwilderung" eines Gewässers sind die Südalpenflüsse. Das Bett des Tagliamento beispielsweise ist über 2 km breit, eine öde Geröllfläche, über die bei Hochwasser brausende Fluten hinschießen, die aber im Sommer fast völlig trocken daliegt. Ähnlich steht es auf der anderen Seite der Poebene mit den aus dem Appennin kommenden Flüssen, wie dem Reno, ebenso auch mit dem Rhein im oberen Teil der Oberrheinischen Tiefebene. Sowie der grobe Schutt abgelagert ist, beginnt die Ausbildung der Mäander, am Rhein oberhalb Karlsruhe.

15. **Anzapfung.** Zu Anzapfungen kommt es (Abb. 81), wenn das Quellgebiet eines Flusses mit starkem Gefäll (H) in der Nähe des Laufes eines langsam strömenden Flusses (Q) liegt. Denn dann muß der steilere Fluß in den Lauf des anderen durch rückwärtige Erosion eingreifen (Abb. 82).

Der Punkt, an dem die Anzapfung stattfindet, kann „Ablenkungsknie" genannt werden. Unterhalb des Knies wird alsbald eine Schlucht eingeschnitten und das obere Tal des abgelenkten Laufes wird allmählich vertieft. Zur gleichen Zeit ist der „enthauptete" oder „geköpfte" Unterlauf mit seiner verringerten Wassermenge nicht mehr fähig, den früher entwickelten großen Biegungen seines Tales zu folgen, er irrt unregelmäßig auf dem Talboden einher. Überdies wird der Talboden des Unterlaufes aufgeschüttet, weil der ent-

hauptete Fluß nicht mehr all den Schutt fortschaffen kann, den seine Zuflüsse ihm zuführen. Tatsächlich kommt es öfter vor, daß ein Zufluß nicht weit unterhalb des Knies einen Schuttkegel über den Talboden schüttet, den der enthauptete Fluß, jetzt ganz klein, nicht mehr fortzuschaffen vermag. Mit der Zeit kann der Kegel höher werden, als der Talboden am Knie es ist, dann wird der obere Teil des enthaupteten Flusses, in sein Tal zurückkehrend, dem subsequenten Fluß zufließen und rasch eine Schlucht einschneiden.

Eine Anzapfung muß als möglich beschrieben werden, wenn

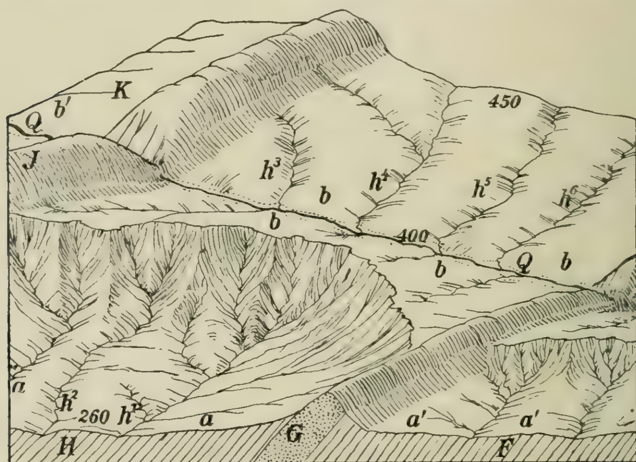


Abb. 81. Diagramm bevorstehender Anzapfung.

ein langes Fortwirken der laufenden Vorgänge sie zuwege bringen würde; als unmittelbar bevorstehend, wenn etwas weiter fortgesetzte rückschreitende Erosion des anzapfenden Flusses sie herbeiführen wird. Dann bereitet schon der Übergang von Grundwasser von dem anzuzapfenden Fluß zum anzapfenden den Vorgang vor. Nach dem Durchbruch muß die Anzapfung als frisch beschrieben werden, wenn die am Knie vertiefte Schlucht noch eng und steilwandig ist. Wenn aber die Schlucht zu einem breiten Talboden erweitert wurde und der Oberlauf sich nach der neuen Richtung hin ausgeglichen hat, können wir die Anzapfung als vor langer Zeit geschehen betrachten.

Im Gebiet der oberen Donau hat vor nicht allzulanger Zeit eine

Anzapfung stattgefunden. Donau und Aitrach fließen in 700 m Höhe in spät reifen Tälern nach Osten; im Süden liegt, nicht allzu weit entfernt und nur 300 m hoch, der kräftig erodierende Rhein. Ein Nebenfluß desselben, die Wutach, hat bei Achdorf und Blumberg in den Lauf der Aitrach eingegriffen und den Fluß geköpft, dessen Oberlauf am Ablenkungsknie schon auf 550 m eingeschnitten ist. Hoch darüber öffnet sich bei Blumberg das verlassene Tal, in dessen Boden sich der Schleifebach rückwärts hineinarbeitet. In der ursprünglichen Richtung der Wutach greift der Krottenbach weiter zurück und wird wohl einmal die Donau selbst anzapfen.

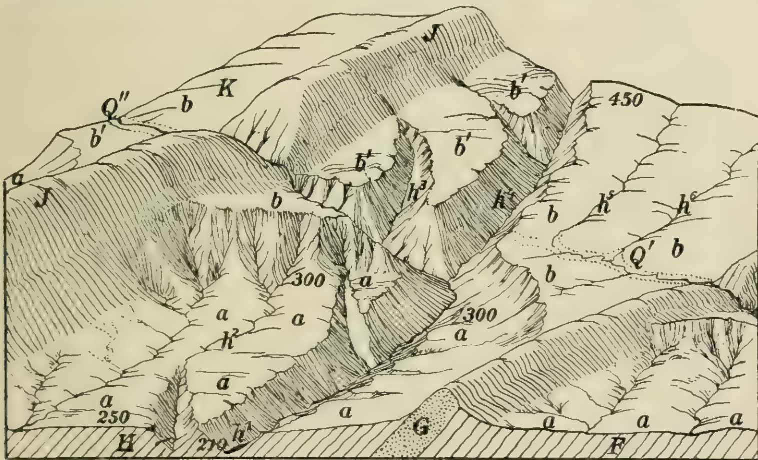


Abb. 82. Diagramm einer vollendeten Anzapfung.

Ein gutes Beispiel einer lang verflossenen Anzapfung bietet der Tanaro im nordwestlichen Italien; der Fluß wendet sich bei Bra von seinem früher nach NW gerichteten Lauf, der ihn nach Turin brächte, zu der Nordostrichtung. Die Anzapfung der Mosel durch die Maas, die weiter unten beschrieben wird, ist vor kürzerer Zeit geschehen, weil das neu vertiefte Tal bei dem Knie viel enger als das des Tanaro ist; aber auch nicht ganz neu, denn das neue Tal hat bereits die Reife erreicht und ist etwas verbreitert worden.

Die Anordnung des Gewässernetzes auf einer gegürtelten Küstenebene oder in irgendeiner Landschaft leicht geneigter Schichten von verschiedener Widerstandsfähigkeit, wie z. B. an den Quellwassern der Donau oder im Neckargebiet, kann nur als hervor-

gegangen aus mehrfacher Verschiebung der Wasserscheiden verstanden werden. Zunächst folgen die konsequenten Flüsse, die sich vom Altland über die Küstenebene hin verlängern, unbekümmert

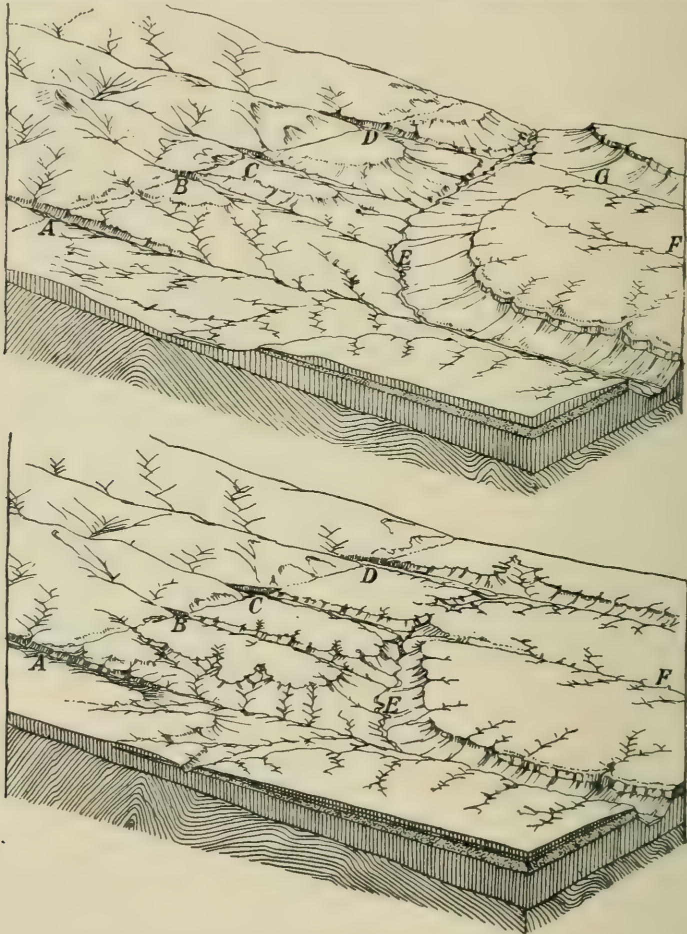


Abb. 83. Diagramme der Flußentwicklung auf einer Küstenebene.

dem Gefäll zum Meere hin. Die subsequenten Nebentäler entwickeln sich in dem Gürtel weicher Schichten, der das innere Tal bildet. Ein Nebenfluß *E* (Abb. 83) des größten Stromes *A* der Landschaft hat vor den anderen den Vorteil erheblicher Tiefe voraus,

bis zu der das Haupttal eingeschnitten ist. Mit der Zeit fängt er einen nach dem anderen von den kleineren Flüssen (*B*, *C*, *D*) ab und führt ihr Wasser durch das innere Tiefland dem Hauptstrome zu, während ihr geköpfter Unterlauf bestehen bleibt (*FG* Abb. 83).

Ein gutes Beispiel einer allerdings etwas anderen Art Flußablenkung finden wir bei Toul an der Mosel. Die Stadt liegt an einem scharfen Knie an der Stelle, an der die Mosel einst der Maas den Oberlauf abgeschnitten hat. Von Toul nach Westen zieht sich das alte Bett dieses Oberlaufes, das bei Pagny die heutige Maas erreicht. In seinen Größeverhältnissen entspricht es genau der oberen Mosel, die Richtung der Gewässer, die es einstmals durchströmten, läßt sich aus der Verteilung von Prall- und Gleithängen noch mit Sicherheit folgern. Weiter abwärts ist auch ein Zufluß der Maas von der Aisne zum Pariser Becken hin abgelenkt worden. Das war möglich, weil die Erosionsarbeit der Maas durch die harten Gesteine des Schiefergebirges und der Ardennen gehemmt wurde. Der Verlust an Wassermenge, den die Maas erlitt, zeigt sich darin, daß sie dem großen Mäanderbogen ihres Tales nicht mehr zu folgen vermag, vielmehr unregelmäßig in kleinen Windungen dahinströmt, die in keiner Beziehung zu den Windungen des ganzen Talbodens stehen (Abb. 84). Wir nennen einen solchen Fluß einen „Kümmerfluß“.

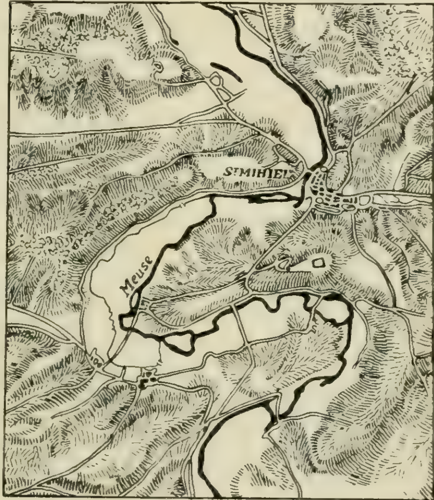


Abb. 84. Kümmerfluß.

Es ist indessen bemerkenswert, daß die „Verkümmerung“ der jetzigen Maas gegenüber ihren Talwindungen nicht nur unterhalb der Stelle auftritt, an der einst die Mosel zufloß, sondern auch weiter oberhalb im Maastal selbst. Zur Erklärung der verminderten Wassermenge müssen wir also außer dem beschriebenen noch ein anderes Ereignis, vielleicht eine klimatische Schwankung oder andere Anzapfungen heranziehen.

16. **Das reife Flußsystem.** Wenn ein Strom und seine größeren Zuflüsse ihre Seen und Wasserfälle zerstört haben, und ihr Gefäll sowie ihre Täler ausgeglichen sind, wenn die größeren Glieder des Systemes ihre Talböden so verbreitert haben, daß sie ohne Hindernis auf ihnen in Bogen mäandern können, die ihrem Wasserhaushalt entsprechen, und wenn schließlich die Zuflüsse bei ihrem allmählichen Wachstum die Wasserscheiden so weit zurückgeschoben haben, daß keine wichtigere Änderung mehr zu erwarten ist, dann hat das Flußsystem das Stadium der Reife erreicht.

Reife Flüsse besorgen die Entwässerung ihrer Gebiete und die Fortführung des Schuttes zum Meere rasch und auf die vollkommenste Art und Weise. Da gibt es keine unzertalten Hochländer mehr, von denen ein großer Teil des gefallenen Niederschlages durch Verdunstung wieder in die Atmosphäre zurückkehrt. Der größtmögliche Prozentteil des Niederschlages läuft in den Flüssen ab, ohne unnützen Aufenthalt in Seen und ohne die stürmische Hast der Fälle. Keine unausgeglichenen harten Felsbänke im Unterlauf verhindern mehr die Vertiefung der oberen Täler. Von überall her werden der Schutt und die Verwitterungsprodukte in die Gewässer gespült, die ihre volle Kraft anwenden müssen, um die ganze ihnen zufallende Menge ins Meer zu führen.

17. **Das alte Flußsystem.** Wenn keine Störung eintritt, so geht das zur Reife vorgeschrittene System mit geringen Veränderungen im Laufe der Zeit in das Alter über. Die Hügel werden an Form immer ausdrucksloser, immer weniger Schutt — der noch dazu viel feiner geworden ist — gelangt in die Flüsse. Ein größerer Bruchteil der Verwitterungserzeugnisse als zuvor wird in Lösung fortgeführt. Da somit den Flüssen ein Teil ihrer Arbeit, der Transport, erleichtert wird, so erniedrigen sie ihre Flußauen zu immer geringerem Gefäll und halten dadurch zwischen ihrer Kraft und ihren Leistungen stets ein genaues Gleichgewicht aufrecht.

Das vollkommene Altersstadium eines Flußsystemes ist durch niedrige und unbestimmte Wasserscheiden gekennzeichnet, von denen Hänge mit sehr allmählicher Böschung zu breiten Flußebenen hinabführen, auf denen die Gewässer frei mäandern. Mit der Abtragung der Urhochländer zu alten Tiefländern nimmt die Niederschlagsmenge ab und die Temperatur zu. Dieser Wechsel bildet die normalen klimatischen Änderungen, die einen ungestörten Erosionszyklus begleiten. Bei dem geringen Gefäll der Böschungen

geht ein großer Teil der Regenmenge noch durch Verdunstung verloren, ein noch größerer sickert in den tief zersetzten Boden der alten Oberfläche ein. So müssen wir aus drei Gründen, abnehmendem Regenfall, zunehmender Verdunstung und zunehmender Versickerung erwarten, daß die Quellflüsse eines alten Stromes wasserärmer und kürzer werden, als sie es zur Zeit der Reife waren.

Es findet sich selten ein Beispiel für ein altes Flußsystem, doch sind manche Erscheinungen alter Flüsse in der Fastebene des westlichen Sibirien zu beobachten. Aber auch hier fließen einige der Hauptflüsse in Tälern, die ein wenig in die benachbarte Ebene eingeschnitten sind, als wenn kürzlich eine ausgedehnte Hebung den weit vorgeschrittenen Zyklus der Fastebene unterbrochen hätte und einen neuen begonnen. Aber dieser ist noch nicht so weit abgelaufen, daß die kleineren Zuflüsse fähig geworden wären, die Fastebene zu zerschneiden; sie fließen noch in breiten ebenen Tälern dahin, die rundliche Wasserscheiden voneinander trennen.

Spät reife Flüsse finden sich häufiger. Der Unterlauf größerer Ströme bietet zwar auch öfter die Kennzeichen geringer Gefälle und frei entwickelter Mäander, aber bevor weiter oberhalb das gleiche vorgerückte Stadium erreicht ist, treten Störungen ein, Hebungen, Senkungen oder Brüche. Sofort sind dann die Flüsse wieder verjüngt und sehen sich vor neue Aufgaben gestellt.

18. **Der wiederbelebte Fluß.** Die Landmasse, die das Gebiet eines Flusses bildet, kann in jedem Stadium der Entwicklung zu größerer Höhe über dem Meeresspiegel als zuvor aufgewölbt und dadurch in einen neuen Zyklus übergeführt werden. Dann beginnt der Fluß von neuem seinen Talboden zu vertiefen und entsprechend der neuen Erosionsbasis auszugleichen. Dieser Erneuerung der Tätigkeit halber nennen wir so einen Fluß „wiederbelebt“ oder „verjüngt“. Eines der ersten Anzeichen der Verjüngung und des erneuten Einschneidens ist das Wiederaufleben der Fälle, die bereits ganz verschwunden waren. Danach folgt das Einschneiden einer schmalen Rinne in den alten, breiten Talboden.

Sehr klar lassen sich diese Formen an den Haupttälern des Rheinischen Schiefergebirges beobachten. Wer auf dem Tönnchen-Kopf bei Cobern an der Mosel steht, übersieht eine ausgedehnte ebene Fläche, die sich in 220 bis 250 m Höhe weit hin nach Südwesten, etwa 400 m unter den Hochländern im SW und SO liegend, über das Maifeld hinaus verfolgen läßt. Über gefalteten und ab-

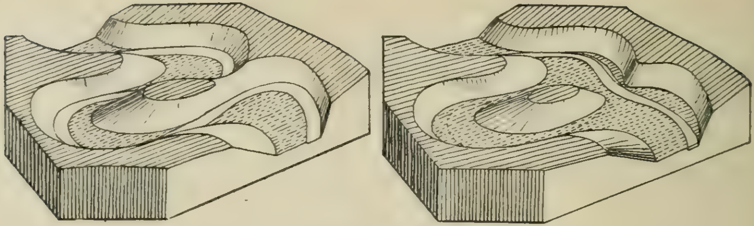


Abb. 85. Entwicklung eines Umlaufberges.

getragenen Schiefern lagern auf ihr 6 bis 10 m mächtige Moselschotter; es liegt also ein altes Moseltal vor uns, das ein spätreifes Stadium in einem früheren Erosionszyklus erreicht hat, als die Landschaft tiefer lag, durch welche die Mosel in wohl entwickelten Mäandern floß. Seitdem hat, als Folge einer Aufwölbung, die einen neuen Zyklus begann, der mäandernde Fluß sein neues, früh reifes Tal so tief eingeschnitten, daß er bei dem Blick über die Fläche gar nicht sichtbar wird. Der frühere Talboden ist jetzt eine hochliegende Terrasse. Ganz kurz und scharf sind erst die jungen



Abb. 86. Umlaufberg der Mosel bei Mülheim.

Seitenschluchten des neuen Zyklus, die allmählich die noch so wohl erhaltene Terrassenfläche völlig zerschneiden werden.

19. Eingesenkte Mäander. Die vorhergehenden Beispiele haben uns gezeigt, daß, wenn ein reifer oder alter mäandernder Fluß durch Hebung die Möglichkeit erhält, sich tiefer einzuschneiden, daß dann sein neues, junges oder frühreifes Tal, das nach der Hebung in den Boden eines spätreifen oder alten Tales eingeschnitten wurde, regelmäßige Krümmungen an Stelle der unregelmäßigen Biegungen eines jungen konsequenten Flusses in seinem ersten Zyklus aufweist. Der Unterlauf der Seine bietet ein gutes Beispiel eines Tales, das mit regelmäßigen Krümmungen in die abgetragene und wieder aufgewölbte Ebene der Normandie eingeschnitten ist. Wesentlich tiefer eingesenkt sind die erwähnten Mäander der Mosel und anderer Flüsse im Bereich des Rheinischen Schiefergebirges. Der Mäanderstreifen selbst verbreitert sich während des Einschneidens, denn bei jeder Biegung arbeitet der Fluß ebensowohl seitwärts und talabwärts als nach der Tiefe; Prall- und Gleithang sind also auch hier zu unterscheiden.

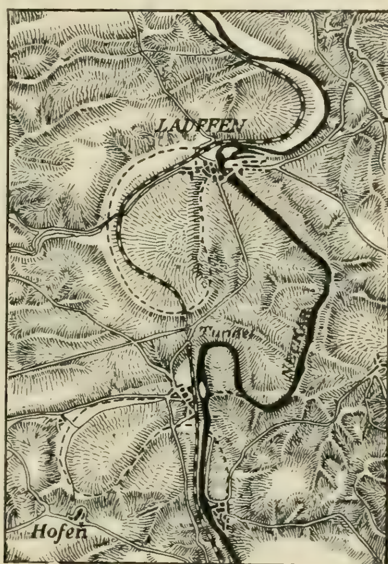


Abb. 87. Umlaufberge bei Lauffen.

Es kommt nicht selten vor, daß ein wiederbelebter Fluß den Hals eines der Sporne durchbricht, die von den Seiten her in sein Tal vortreten (Abb. 85). Dann bleibt ein „Umlaufberg“ stehen (Abb. 86), den die gekrümmte, verlassene Laufstrecke umgibt. An der Stelle des Durchbruches erhalten sich oft lange Zeit Stromschnellen; so z. B. bei dem Dorf Lauffen am Neckar, dessen Name „Stromschnellen“ bedeutet (Abb. 87).

Wir sprechen dann von „eingesenkten“ Mäandern zum Unterschied von denjenigen, die sich auf der Flußebene entwickeln und

die man als „frei" bezeichnen könnte. Wenn der Zyklus weiter fortgeschritten sein wird, werden die engen eingesenkten Mäander der Jugend zu freien Mäandern auf der offenen Flußebene der Spätreife geworden sein.

20. Der epigenetische Fluß. Der Vorgang der Wiederbelebung der Flüsse gibt eine einfache Erklärung für die Entstehung mancher Quertäler. Häufig beobachten wir nebeneinander Längstäler als breite Tiefländer ausgebildet, deren Boden von einer Verwitterungsdecke eingenommen ist, die aus weichen Schichten im Untergrunde hervorgegangen ist, und Quertäler in der Form steilwandiger Schluchten, die in hartes Gestein eingeschnitten sind.

In solchen Fällen hatten die Flüsse häufig ihre gegenwärtige Anordnung bereits in einem früheren Zyklus inne, bevor Aufwölbung die Erosion der Täler des jetzigen Zyklus ermöglichte. Damals

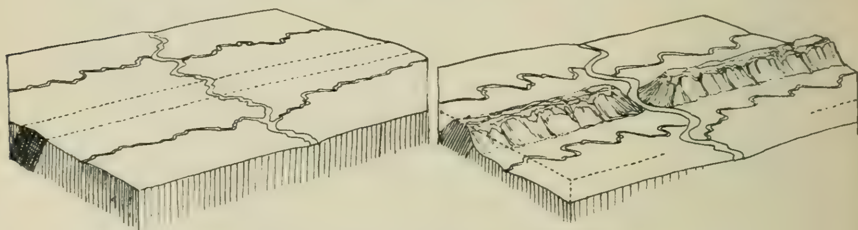


Abb. 88. Schema epigenetischer Talbildung.

war die ganze Landschaft ein ausgedehntes Tiefland, das dann zu einer Höhe aufgewölbt wurde, die uns jetzt in dem Niveau der Bergrücken erhalten ist (Abb. 88). Diese Hebung verjüngte die Flüsse, die von neuem ihre Täler vertieften. Aber kein Nebenfluß kann schneller oder mehr in die Tiefe schneiden, als der Hauptfluß es tut, in den er mündet. So können hier die inneren Längsströme ihre Täler nicht schneller vertiefen, als der Hauptfluß das Quertal einschneidet. Aber da hier weiche Schichten vorliegen, so werden die Täler zu breiten Tiefländern, die durch subsequente Längsflüsse entwässert werden (die sich wahrscheinlich in dem früheren Zyklus entwickelt haben und jetzt wiederbelebt sind), während der Durchbruch seine schluchtartige Gestalt bewahrt und das harte Gestein um ihn als ein Bergrücken hervorragt. Bei derartig zusammengesetztem Aufbau ist es nötig hervorzuheben, daß in den weichen Strukturen bereits ein Altersstadium der Erosion

erreicht sein kann, während die harten Gesteine noch nicht das Stadium der Jugend hinter sich haben.

Wir nehmen jetzt den Fall eines konsequenten Flusses an, der von einem Altland durch eine junge Küstenebene fließt. Wenn er sein Tal vertieft, durchschneidet er die Schichten der Küstenebene und stößt auf die harten Gesteine der Grundlage — die frühere untermeerische Ausdehnung des Altlandes —, in denen er sein Tal ohne Rücksicht auf ihre Struktur einsenkt. Dieser Teil des Flusses ist dann als „epigenetisch“ zu beschreiben.

Ganz allgemein heißt der Fluß „epigenetisch“, der sein Tal durch Deckschichten, auf deren Oberfläche er ursprünglich konsequent war, in eine darunter liegende Masse abweichender Struktur einschneidet, die er dann ohne Rücksicht auf die Struktur durchquert.

Östlich der Isarmündung zwängt sich die Donau in tiefen Engtälern durch das böhmische Massiv, statt, wie zu erwarten, an seinem Fuß entlang zu fließen; ebenso biegen ihre südlichen Zuflüsse nicht an der Mauer des Gebirges ab, sondern dringen in ihrer ursprünglichen Richtung ungehindert in dasselbe ein. Hoch über dem Donauspiegel treten mehrfach breite Ebenheiten auf, zum Teil mit Flußgeröllen bedeckt, die als Zeugen einstiger Talsohlen der Donau zugleich einen Schlüssel für die Erklärung ihrer Durchbrüche liefern. Das Alpenvorland hat zu der Zeit, als sich diese ausgereiften Täler ausbilden konnten, ebenso hoch oder etwas höher wie die Oberfläche der böhmischen Masse gelegen. Als das Meer sich von hier langsam zurückzog, schütteten die Alpenflüsse ihre Schotter über seine Ablagerungen und drängten die Hauptsammelader aller Gewässer von Norden und Süden, die Donau, nach Norden. Später belebte eine Tieferlegung der Erosionsbasis die Tiefenerosion, die Deckschichten wurden durchschnitten und die Täler in die böhmische Masse eingesenkt; wir haben sie daher als epigenetisch zu beschreiben.

21. **Der antezedente Fluß.** Es kommt im Laufe der Lebensgeschichte eines Flusses mitunter vor, daß eine tektonische Bewegung der Erdkruste das Gefäll in einem Teile seines Tales umkehrt. Wenn eine solche Hebung quer über den Flußlauf hinweg so rasch vor sich geht, daß der Fluß sich ihr gegenüber nicht zu behaupten vermag, so wird sein Lauf in zwei Teile zerlegt, von denen der Oberlauf seine frühere Richtung umkehrt und dem Gefäll der neuen Oberfläche folgt, während der Unterlauf seine frühere Richtung behält, doch neu belebt ist. Der Oberlauf ist dann zur

neuen Hebung konsequent. In Bergländern, die raschen tektonischen Vorgängen ihre Entstehung verdanken, können die früheren Entwässerungslinien völlig zerstört sein, so daß sich ein neues konsequentes System entwickelt. In den Blockbergen des südlichen Oregon und im Schweizer Jura findet man daher häufig, daß die Hauptkette zugleich die Wasserscheide zwischen Flußsystemen ist, die sich zu beiden Seiten in die Längstäler ergießen.

Immerhin kommt es vor, daß ein großer Fluß kräftig genug ist, sein Bett durch erneutes Einschneiden gegenüber der Hebung zu behaupten. Ein derartiger Fluß bestand schon vor der Störung, die in seinem Gebiet eintrat, wir bezeichnen ihn daher als „antezedent“ (d. h. „vorgehend“). Die günstigen Bedingungen für ihre Ausbildung sind: eine langsame Hebung weicher Schichten und ein kräftiger junger Fluß mit starkem Gefäll.

Ein Beispiel für das Angeführte bieten der Satletsch und andere benachbarte Flüsse des südlichen Himalaya, die sich in den inneren Tälern bilden und dann in tiefen Schluchten, die neu gehobenen Randketten querend, die Ebenen des nördlichen Indien erreichen. Sie bestanden bereits, als diese Randketten, sich in relativ später Zeit aufrichtend, dem Bergsystem angegliedert wurden, und waren kräftig genug, je nach dem Maß der Hebung immer tiefer einzuschneiden. Die Flüsse sind also antezedent im Verhältnis zu den Randketten. Der Vorgang ist dem Zerschneiden eines sich vorschiebenden Holzblockes durch eine Kreissäge vergleichbar.

Unvollkommene Beispiele antezedenter Flüsse kommen vor, z. B. wenn eine Hebung für eine Zeitlang einen See stromauf ihrer Achse erzeugt, vorausgesetzt, daß der Ausfluß des Sees dem Lauf des Flusses folgt, wie er früher bestanden hat. Wenn dann die Hebung still steht, wird der Fluß das gehobene Gebiet zerschneiden, den See entwässern und so sich selbst wieder in seinem früheren Lauf einrichten. Derartige Vorkommen sind in Bergländern häufig, wo die Quellgebiete der Flüsse so gut eingeschlossen sind, daß sie sich nicht einen neuen Lauf bahnen können, wenn eine rasche Hebung im Mittellauf einsetzt. Es tritt dann allerdings gewöhnlich der Fall ein, daß, obwohl die Hebung schnell genug ist und das Einschneiden des Flusses nicht mit ihr Schritt halten kann, sich dennoch kein See bildet, weil der Fluß die Strecke oberhalb der Hebung mit Schutt auffüllt. Es entsteht eine beckenförmige Flußebene, die nach Aufhören der Hebung mehr oder minder zer-

schnitten wird, sobald der Fluß eine junge Schlucht im Hebungsbereich selbst eingeschnitten hat.

Beispiele zerschnittener Schuttbecken oberhalb enger Schluchten kommen im Felsengebirge von Montana vor, andere werden später zu erwähnen sein. Es ist möglich, daß die antezedenten Flüsse des südlichen Himalaya hierher gehören, denn die inneren Täler enthalten ungeheuere Kiesabsätze, die jetzt tief terrassiert sind.

22. **Der aufgepfropfte Fluß.** Wenn eine Landschaft in der Nähe des Meeres gehoben wird und sich dadurch der frühere Schelf als eine Küstenebene dem Lande vorlegt, so verlängern sich die Flüsse des Altlandes als konsequente Flüsse durch die Neubildung hindurch, wie früher bereits beschrieben. Es kommt dabei sehr häufig vor, daß sich verschiedene dieser Flüsse auf dem Wege zum Meere vereinigen, wodurch gewissermaßen auf einen Stamm eine Anzahl früher selbständiger Flußsysteme „aufgepfropft" werden. Hauptsächlich auf diese Weise haben die größeren Flußsysteme der Welt, wie der Mississippi und Amazonas, ihre ungeheure Ausdehnung erlangt. Die großen aufgepfropften Flüsse kommen in der Regel sehr rasch zu einem Ausgleich ihres Laufes und sind dann hervorragende Wasserstraßen.

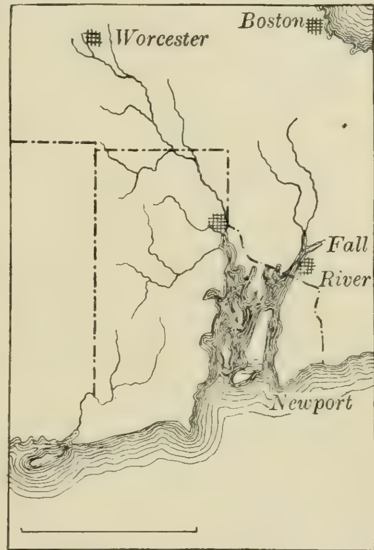


Abb. 89. Narragansett-Bai. Der Strich in der linken unteren Ecke ist = 48 km.

23. **Das aufgelöste Flußsystem.** Wenn das Meer bei einer Senkung des Landes in dasselbe hineindringt und dabei das Gebiet eines Flußsystemes betritt, so ertrinken die untersten Laufstücke desselben und werden zu einem Ästuarium oder einer Ria, das ganze System wird „aufgelöst". Seine einzelnen Zweige münden dann als selbständige Flüsse in die Rias. Die weit in das Land hineinreichenden Meeresarme bilden durch ihre Schiffbarkeit einen Ersatz für den Verlust der ertrunkenen unteren Talstrecken.

Gute Beispiele ertrunkener Talsysteme finden sich an der Küste der Bretagne (vgl. S. 164) und im östlichen Nordamerika, z. B. die Narragansett-Bai, von der Abb. 89 eine Vorstellung gibt.

Literatur.

1. A. Daubrée, Les eaux souterraines à l'époque actuelle. Paris 1887. 2 Bde.

Jf. Soyka, Die Schwankungen des Grundwassers. Geogr. Abh. II. 1. Wien 1888.

Fr. H. King, Principles and conditions of the movements of groundwater. U. S. Geol. S. 19. Ann. Rep. II. 59. 1899.

2. J. Cvijič, Das Karstphänomen. Geogr. Abh. V. 3. Wien 1893.

A. Grund, Die Karsthydrographie. Geogr. Abh. VII. 3. Wien 1903.

A. Grund, Beiträge zur Morphologie des Dinarischen Gebirges. Geogr. Abh. IX. 3 1910.

A. Penck, Das Karstphänomen. Schr. Ver. z. Verbr. naturwiss.Kenntn. Wien 1904.

F. Katzer, Karst und Karsthydrographie. Z. Kde. der Balkanhalbinsel 8. Sarajewo 1909.

L. von Sawicki, Beiträge zum geographischen Zyklus im Karste. Geogr. Zeitschrift 1909. 185.

3. 4. 5. H. Haas, Quellenkunde. Leipzig 1897.

6. F. Wisotzki, Hauptfluß und Nebenfluß. Stettin 1889.

A. Philippson, Studien über Wasserscheiden. Mitt. Ver. f. Erdk. Leipzig 1885. 241.

8. F. A. Forel, Handbuch der Seenkunde. Allgemeine Limnologie. Stuttgart 1901.

F. A. Forel, Le Léman. I—III. Lausanne 1892. 1895. 1904.

A. Delebecque, Les lacs français. Paris 1898. Atlas 1892.

A. Penck — F. Richter, Atlas der österreichischen Alpenseen. I. 1895. II. 1896. vgl. Geogr. Abh. VI. 1. 1896; VI. 2. 1897.

W. Ule, Der Würm-See in Oberbayern. Wiss. Veröff. Ver. f. Erdk. Leipzig V. 1901.

H. R. Mill, Bathymetrical survey of the english lakes. Geogr. Journal 6. 1895. 46.

R. Geogr. Society, Bathymetrical survey of the fresh-water lochs of Scotland. London 1908.

W. Halbfaß, Die Pommerschen Seen. Pet. Mitt. Erg.-H. 136. 1901.

G. Braun, Ostpreußens Seen. Schriften Phys. ökonom. Ges. Königsberg. 44. 1903.

J. C. Russell, Lakes of North America. Boston 1895.

W. M. Davis, On the classification of lake basins. Proc. Boston Soc. Nat. Hist. XXI. 1882.

9. G. K. Gilbert, Rate of recession of Niagara falls. U. S. Geol. S. Bull. 306. 1907.

J. W. Spencer, The falls of Niagara. Geol. S. Dep. of Canada. Ottawa 1907.
H. Walter, Über die Stromschnelle von Laufenburg. Dissert. Zürich. Zeitschr. f. Gewässerkunde IV. 1901. 198.

10. A. Philippson, Ein Beitrag zur Erosionstheorie. Pet. Mitt. 1886. 67.
A. Penck, Morphologie der Erdoberfläche. Stuttgart 1894. I. 319.
A. Penck, Das Endziel der Erosion und Denudation. Verh. VIII. D. Geogr. T. 1889. 91.
F. Fugger — A. Kastner, Die Geschiebe der Salzach. Mitt. k. k. Geogr. Ges. Wien 1894.

11. Th. Fuchs, Über die Grundform der Erosionstäler. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt. 1877. 453.
F. Löwl, Über Talbildung. Prag 1884.

12. J. C. Russell, Hanging valleys. Bull. Geol. Soc. America XVI. 1905. 75.
D. W. Johnson, Hanging valleys. Bull. Am. Geogr. Soc. 41. 1909. 665.

13. W. M. Davis, The development of river-meanders. Geol. Mag. dec. IV. vol. X. 1903. 145.
P. Vujević, Die Theiß. Geogr. Abh. VII. 4. 1906.
R. M. Brown, The Mississippi river from Cape Girardeau to the head of the passes. Bull. Am. Geogr. Soc. 34. 1902. 371 und 35. 1903. 8.
M. Jefferson, Limiting width of meander belts. Nat. Geogr. Magazine XIII. 1902. 373.
W. S. Tower, The development of cut-off meanders. Bull. Amer. Geogr. Soc. 37. 1904. 589.
A. Mangold, Die alten Neckarbetten in der Rheinebene. Abh. hess. geol. Landesanst. II. Darmstadt 1892.
Der Rheinstrom und seine wichtigsten Nebenflüsse. Herausgeg. von dem Zentralbureau für Met. u. Hydr. im Großherz. Baden. Berlin 1889 m. Atlas.

14. A. B. Veatch, Geology and Underground water resources of Northern Louisiana and Southern Arkansas. U. S. Geol. S. Prof. P. 46. 1906. S. 46—66 (Stauseen).

15. A. Philippson, Studien über Wasserscheiden. Mitt. Ver. f. Erdk. Leipzig 1885. 241.
A. Penck, Talgeschichte der obersten Donau. Schrift. Ver. f. d. Gesch. d. Bodensees. 28. 1900.
J. Vidal de la Blache, Étude sur la vallée lorraine de la Meuse. Paris 1908.
W. M. Davis, La Seine, la Meuse, la Moselle. Ann. de Géogr. V. 1896. 25.
W. M. Davis, The development of certain English rivers. Geogr. Journal 5. 1895. 127.
M. C. Campbell, Drainage modifications and their interpretation. Journal of Geol. IV. 1896. 567.
J. Blayac — A. Vacher, La vallée de la Vienne et la coude d'Exideuil. Ann. de Géogr. XIV. 1905. III.

18. A. Philippson, Zur Morphologie des Rheinischen Schiefergebirges. Verh. 14. D. Geogr. Tag. Köln 1903. 193.

E. Kaiser, Die Entstehung des Rheintals. Verh. Ges. d. Naturforsch. Ärzte. Vers. Cöln 1908.

C. Mordziol, Ein Beweis für die Antezedenz des Rheindurchbruchtals nebst Beiträgen zur Entwicklungsgeschichte des Rheinischen Schiefergebirges. Zeitschr. Ges. f. Erdk. Berlin 1910. 77.

19. Br. Dietrich, Morphologie des Moselgebietes zwischen Trier und Alf. Verh. Naturhist. Ver. d. preuß. Rheinlande 67. 1910. 83 (auch Diss. Heidelberg).

20. F. von Richthofen, Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886. 173.

J. Cornet, Études sur l'évolution des rivières belges. Ann. Soc. Géol. Belg. Mém. XXXI. 1904. 260.

R. Hödl, Die epigenetischen Täler im Unterlauf der Flüsse Ybbs, Erlauf, Melk und Mank. Jahresber. k. k. Gymn. VIII. Bez. Wien 1904.

R. Hödl, Das untere Pielachtal, ein Beispiel eines epigenet. Durchbruchtales. Ebenda 1905.

M. Brust, Die Exkursion des geographischen Instituts der Wiener Universität ins österreichische Alpenvorland und Donautal (Pfingsten 1903). Geogr. Jahresber. aus Österreich. IV. 1906. 101f.

21. K. Futterer, Durchbruchstäler in den Südalpen. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde. Berlin XXX. 1895. 1.

K. Oestreich, Die Täler des nordwestl. Himalaya. Pet. Mitt. Erg.-H. 155. 1906.

M. Lugeon, Recherches sur l'origine des vallées des Alpes occidentales. Ann. de Géogr. X. 1901. 295.

Kartennachweise.

I. Karstformen:

Österreich 1 : 75000. 22. XI Zirknitz; 23. X Sessana-St. Peter; 24. XI Fiume; 33. XVIII Zalome-Stolac.

Frankreich 1 : 80000. 196 Mende; 208 Sestral.

Bayern 1 : 50000. 93 Reichenhall.

II. Geysir:

Atlas zu U. S. Geol. S. Mon. XXXII on the Geology of the Yellowstone National Park. Washington 1904.

III. Junge Flüsse:

Schweiz 1 : 50000. 401 Elm; 496 Visp.

IV. Seentypen:

Deutsches Reich 1 : 100000. 135 Sensburg; 136 Nikolaiken; 150 Goldberg; 151 Malchin; 211 Burg; 292 Brandenburg; 650 Weilheim; 651 Tölz.

Preußen 1 : 25000. 3213 Burgbrohl; 3070 Krummhübel.

Frankreich 1 : 80000. 166 Clermont.

Schweiz 1 : 50000. 493 Aletschgletscher. 1 : 25000. 136 Erlach.

V. Wasserfälle und Stromschnellen:

Baden 1 : 25000. 158 Jestetten.

Mitteleuropa 1 : 200000. 40. 44 Zajurar; 40. 45 Orsova; 39. 45 Werschutz.

Survey Dep. Public Works Ministry Cairo. First or Assuan Cataract 1 : 10000. Sheet A—E.

Die großen Panganifälle 1 : 30300. Mitt. a. d. D. Schutzgeb. XXI. 1908. Karte 6.

Vereinigte Staaten 1 : 62500. New York. Niagara falls and vicinity.

VI. Freie Mäander und Flußebenen:

Deutsches Reich 1 : 100000. 527 Darmstadt; 544 Worms.

Österreich 1 : 75000. 23. XIX Esseg, Dárda und Valpovo; 23. XX Apatiu und Erdut.

Preußen 1 : 25000. 2352 Calcar; 2353 Rees; 2426 Xanten; 2427 Wesel.

VII. Verwilderung:

Bayern 1 : 50000. 76 Landsberg West.

VIII. Anzapfung:

Deutsches Reich 1 : 100000. 645 Tuttlingen.

Vereinigte Staaten 1 : 62500. New York. Kaaterskill quadrangle.

IX. Wiederbelebte Flüsse, eingesenkte Mäander, Umlaufberge usw.:

Deutsches Reich 1 : 100000. 504 Cochem; 524 Berncastel.

Württemberg 1 : 25000. 32 Lauffen; 33 Großbottwar.

X. Epigenese:

Österreich 1 : 75000. 13. XII Ybbs; 13. XIII St. Pölten; 12. XIII Krems.

Bayern 1 : 50000. 54 Ingolstadt Ost.

XI. Ertrunkene Täler:

Frankreich 1 : 200000. 21 Brest.

Vereinigte Staaten 1 : 62500 Connecticut. Norwich und New London Sheet.

KAPITEL XI.

DER SCHUTT DES LANDES.

In dem vorhergehenden Abschnitt haben wir unsere Aufmerksamkeit den Erscheinungsweisen des Wassers auf seinem Wege zum Meere geschenkt; wir sprachen von Grundwasser, Quellen und Flüssen, von Seen und Stromschnellen. Von nicht geringerer Bedeutung aber sind die Formen, die der Schutt des Landes auf seinem Wege zum Meere annimmt, von dem durch die Verwitterung gebildeten Boden bis zu dem auf dem Meeresgrunde ausgebreiteten Sediment.

Die Bewegung des Schuttes vollzieht sich im allgemeinen so langsam, daß wir sie nicht wahrnehmen. Aber wenn wir gelernt haben werden, daß manche Landformen in ihrer Bildung von der größeren oder geringeren Schuttzufuhr bedingt sind, werden wir die Tatsache und die Wichtigkeit der Bewegung besser verstehen. Dann meinen wir es zu sehen, wie alle die Verwitterungsprodukte die Abhänge hinabgespült werden und hinab kriechen; nicht hastig, sondern Korn für Korn, Zentimeter nach Zentimeter, aber doch so beharrlich, daß im Laufe der Zeit ganze Berge dem Meere zu wandern.

Zwischen den Bewegungen der Schuttströme und der Wasserströme besteht eine bemerkenswerte Ähnlichkeit. Das Wasser fließt in bestimmten Betten, schneller an der Oberfläche als am Boden; es kommt hier in Seen zur Ruhe, dort stürzt es hastig in Fällen herab. Ganz ebenso verhält sich die bewegte Schuttdecke, die an steilen Hängen relativ rasch dem Zuge nachgibt, still steht in Becken, die, wenn der Schutt sie ausgefüllt, mit Seen zu vergleichen sind. Wie der Weg und die Kräfte des Flusses von Wert für die Menschen sind, so ist dies in noch höherem Maße mit der Bodendecke der Fall, die uns ernährt.

DIE FORMEN DES LANDSCHUTTES AUF DEM WEGE ZUM MEERE.

1. **Die Bodenbildung.** Die Zersetzung der Felskruste der Erde unter den Angriffen des Wetters ist bereits als ein Kennzeichen

der Landoberfläche erwähnt worden. Nahezu die ganze feste Erde ist mit einer einige Dezimeter oder mehr tiefen Schuttlage bedeckt, und kahle Flächen bestehen nur da, wo der Schutt so schnell fortgeführt wird, als er sich bildet.

Die einzelnen Faktoren der Verwitterung, Wasser, Temperaturschwankungen und chemische Einflüsse, sind in ihrer Wirksamkeit bereits besprochen. Die von ihnen gebildete Schicht bezeichnen wir, soweit sie den Pflanzenwuchs trägt, als „Boden".

Man kann die Böden in roher Weise in solche einteilen, die sich an Ort und Stelle gebildet haben, und solche die fortbewegt worden sind. Ein Boden der ersteren Art besteht aus Schutteilen, die noch auf oder in der Nähe des Gesteines liegen, aus dem sie herausgewittert sind. Ein ortsfremder Boden dagegen setzt sich aus Schutt zusammen, der aus größerer oder geringerer Entfernung herbeigeführt worden ist. In Tälern z. B. liegt in der Regel ein Boden, der durch Abspülung von den benachbarten Hängen her oder von oberhalb dorthin gelangt ist. Diese ortsfremden Böden sind in der Regel infolge ihrer mannigfaltigen Bestandteile recht fruchtbar, während sich in dem „gewachsenen" Boden die Unterschiede der erzeugenden Gesteine sehr bemerkbar machen. So liefern die Buntsandsteine in Mitteldeutschland Sandböden die meist waldbedeckt sind, weil sich der Ackerbau nicht recht bezahlt macht, während die tertiären Tone in der hessischen Senke fruchtbares Ackerland bieten. In stark ausgesprochenen Klimaten, wie den Tropen, ist Gleichmäßigkeit auch der aus verschiedenen Gesteinen entstandenen Böden zu beobachten.

2. **Bodenbewegungen.** Wo sich Schutt an einem Abhang bildet, da werden seine feineren Bestandteile durch den Regen allmählich in die Tiefe gespült. Außerdem aber kriecht die ganze Masse langsam abwärts, wobei die Geschwindigkeit nach innen abnimmt. Diese Bewegung kommt unter dem Einfluß der Temperaturschwankungen und reichlicher Niederschläge zustande, und wird durch das Wachstum und das Verrotten der Pflanzenwurzeln unterstützt. Maulwürfe, Mäuse und andere grabende Tiere befördern ebenfalls das „Gekriech", das an steileren Hängen unter dem Einfluß der Schwerkraft lebhafter vor sich geht als an flachen. Seine Wirkung besteht vornehmlich in einer im Reifestadium und später hervortretenden Zurundung der scharfen Formen der Jugend, indem es mit Schutt bedeckt, was früher bloß lag. Besonders aus den Polar-

gebieten sind Fälle bekannt, in denen Schuttströme durchaus Wasserströmen gleichen. Lebhaft und ruckweise wird die Bewegung dann, wenn an steilem Hang bei starker Vermehrung der Feuchtigkeit die Vegetationsdecke zerreißt. Als „Schlipf" rutscht die Bodenmasse ab; in den tonigen Landschaften Italiens sind größere Schlipfe, „Frane" genannt, eine wahre Plage, der Dörfer und Straßen erliegen. Noch größere Verheerungen schaffen Felsrutsche, die wir als „Bergstürze" bezeichnen. Hat die Oberfläche des Landes wie bei einer Ebene nur sehr geringes Gefälle aufzuweisen, dann vollzieht sich die Fortführung des Schuttes so langsam, daß er eine ungewöhnliche Mächtigkeit erreichen kann. Je dicker seine Decke wird, desto weniger vermag die Verwitterung dem darunter liegenden Gestein etwas anzuhaben, und um so mehr verlangsamt sich die Deckenzunahme. Die Teile an der Oberfläche werden feiner und feiner, je länger sie den Einflüssen des Wetters ausgesetzt sind; je feiner sie sind, desto leichter werden sie fortgespült. Aber zur gleichen Zeit wird das Gefäll der Oberfläche geringer und die fortführenden Kräfte dadurch geschwächt. Daher treten im Altersstadium einer Landform an der Oberfläche tiefe, fein verwitterte Böden auf. Wenn man das beachtet, ist es leicht zu verstehen, daß im Alter ein großer Teil der Regenmenge in den Boden einsickert und in das Grundwasser übergeht, so daß die Flüsse verkleinert und im Quellgebiet verkürzt werden.

Es ist somit klar, daß die Ebenen den Anbau des Menschen nicht nur dadurch begünstigen, daß sie Bewegungsfreiheit gestatten, sondern namentlich auch durch die Decke feinen, tiefgründigen Bodens, die sie gewöhnlich besitzen. Seine Bedeutung für die Menschheit kann kaum überschätzt werden.

3. **Schutthalden.** Da, wo an der Oberfläche sehr steiles Gefäll auftritt, wie längs der Stufen eines jungen zerbrochenen Plateaus oder an den Abhängen einer kürzlich hoch aufgewölbten Bergmasse, rollt oder stürzt der sich bildende Schutt rasch in die Tiefe, so daß der nackte Fels sichtbar wird. Ähnlich an den steilwandigen Hängen junger Täler, wo ebenfalls nur den Fuß der Wände ein Schuttmantel umhüllt. Solche Felspartien sind im Gegensatz zu den fruchtbaren Ebenen Wüsten, in denen nur wenige Pflanzen ihr Fortkommen finden, während sich hier andererseits grabende Tiere, die lockere Lagerung des Schuttes benutzend, nicht selten ansiedeln.

Die Schutthalden am Fuße der Wände fallen im allgemeinen mit einem Winkel von 30—40° ein, der einen genauen Ausgleich zwischen Zufuhr und Abfuhr des Schuttes gestattet. Mit dem allmählichen Altern der Berge und Plateaus verschwinden die Spitzen und Steilwände immer mehr, und die Schuttdecke überzieht einen immer größeren Teil der Oberfläche. Deshalb bieten auch Profile durch reif zerschnittene Berge so oft Linien gleichmäßigen Gefälles unter einem relativ konstanten Winkel dar. Nur die härtesten Gesteine machen sich dann noch als Unterbrechungen bemerkbar.

Die kahlen, wüsten Spitzen und Kämme andererseits, die ungeschützt aus dem Schuttmantel aufragen, unterliegen rasch den Angriffen der in größerer Höhe besonders wirksamen Verwitterung, die die feinere Struktur herausarbeitet. Solche kahlen Felsen und Gipfel sollten daher nach den Kleinformen, die ihr Aussehen bestimmen, beschrieben werden.

Wenn aus irgendeinem Grunde, z. B. in den frühen Stadien eines zweiten Zyklus der den späten eines früheren folgt, die Fortführung des Schuttes die Oberhand über die Verwitterung gewinnt, dann treten nackte Felsflächen zutage. So zeigt die junge Schlucht des Rheines im Schiefergebirge viel felsige Hänge, während die Hochflächen, in die das junge Tal eingesenkt ist, noch mit tiefem Boden von dem früheren Zyklus her bedeckt sind. Die Verwitterung greift aber die Hänge von neuem lebhaft an. Zuerst werden die weicheren Stellen ausgearbeitet, der gleichmäßige Abhang erhält ein zackiges Profil. Aber nicht lange, dann tritt der Ausgleich wieder ein, und die Oberfläche überzieht sich von neuem mit Schutt.

Die Hauptursachen, die eine vermehrte Fortführung des Schuttes bewirken, sind: eine Hebung der Landschaft, die einen neuen Zyklus mit einer Wiederbelebung der Flüsse einleitet, wobei sie ihre Täler vertiefen und die Trümmer von den Hängen rascher als bisher entfernt werden; eine Schrägstellung der Landschaft, durch die ein Teil der Hänge steiler wird als zuvor, was nur eine besondere Form der Hebung ist; und schließlich ein Trocknerwerden des Klimas, wodurch die Vegetation zerstört und der Abspülung sowie dem Gekriech der Weg gebahnt wird. Der Mensch kann diesen Vorgang durch Abholzen der Wälder zu seinem eigenen Schaden sehr wesentlich beschleunigen, wie sich das besonders im Mittelmeergebiet gezeigt hat.

Mit dem Herannahen der Reife einer Landform nehmen die kahlen Felsflächen an Zahl und Größe ab, die Schuttdecke vertieft sich weniger rasch, die Schutthalten erhalten ein immer geringeres Gefälle, und die Bewegung der verwitterten Steine in ihnen wird langsamer und langsamer; so naht allmählich das Alter.

FORMEN DES SCHUTTABSATZES BEI WASSER-TRANSPORT ZUM MEERE HIN.

4. **Schuttkegel.** Der Schutt, der die Hänge eines Nebentales herabkriecht und herabgespült wird, gelangt schließlich in den Bach am Grunde des Tales und wird durch ihn in ein breiteres reifes Tal oder ein flachbodiges Becken geführt. Die Form, in der er dann zum Absatz kommt, hängt in hohem Maße von dem Stadium des Baches im Zyklus ab. Ein junger Bach, der viel groben Schutt aus seinem Einzugsgebiet erhält, rollt oft so viel davon dem Hauptstrome zu, daß dieser ihn nicht fortführen kann. Die gröberen Bestandteile bleiben sodann in der Form eines Kegels liegen, den wir eben als „Schuttkegel“ bezeichnen (Abb. 90).


Abb. 90. Schuttkegel in einem Tal.

Wenn die Schuttkegel durch kleine Bäche gebildet werden, die reichlich grobe Bestandteile führen, ist ihr Gefäll steil; von großen Flüssen aufgebaut, die nur feine Teilchen bewegen, sind sie dagegen flach geböscht. Sie sind klein oder fehlen ganz in sehr jungen engen Tälern und können in reif entwickelter Landschaft wiederum groß werden.

Während ein Schuttkegel rasch in das Haupttal hineinwächst, drängt er hier den Fluß gegen die andere Talwand, die er zu unterschneiden beginnt. Bei weiterem Wachstum des Schuttkegels

kann der Fluß sogar abgedämmt werden und verbreitert sich dann oberhalb seeartig, während sich sein Abfluß mit Stromschnellen durch die Ausläufer des Schuttkegels einen Weg bahnt.

Der Two-Ocean Creek, ein kleiner Bach im Yellowstone-Park, hat einen Schuttkegel auf einem flachen Talboden aufgebaut, der einen Teil der kontinentalen Wasserscheide bildet. Manchmal fließt er nach Osten durch das Missouri-Mississippi-System in den Atlantischen Ozean, manchmal nach Westen in den Stillen Ozean.

Das Bett eines Baches auf seinem Schuttkegel wird von niedrigen Dämmen grober Blöcke und Steinen eingefaßt, die sich bei Hochwasser anhäufen und eine Art natürlicher Deiche bilden. Wenn aber einmal sehr viel Wasser und Schutt von oben herab kommt, so kann es sich ereignen, daß das Bachbett verstopft wird. Das Wasser bricht alsdann aus und eilt seitwärts auf einem neuen Wege über den Schuttkegel dem Hauptflusse zu.

Häufig sind z. B. in den Alpen Dörfer und Felder auf großen Schuttkegeln gelegen; verändert der Bach alsdann sein Bett, so richtet das Hochwasser enormen Schaden an den Häusern und Fluren an.

Beim Betreten des Schuttkegels gibt ein Bach in der Regel einen Teil seiner Wassermenge an das Grundwasser ab, das an der Basis des Kegels in Form von Quellen wieder zutage tritt.

5. **Flußebenen.** Wenn ein junger Fluß sein Bett ausgeglichen hat, so fängt er an seinen Talboden zu verbreitern und auf dem erodierten Felsboden eine Flußebene zu bilden, indem er von einer Seite auf die andere hin und her schwingt, wie bereits erklärt. Es ist theoretisch zu erwarten, daß die Quellarme und oberen Zuflüsse, die ihr Gebiet noch nach rückwärts erweitern, dem Hauptfluß mehr Schutt zuführen, als er bei dem ausgeglichenen Gefäll, das er hat, fortführen kann. Ein Teil dieser Schuttmenge wird im Flußbett und auf der Flußebene abgelagert und ihr Gefälle dadurch so erhöht, daß der Fluß nunmehr das übrige fortzuschaffen vermag. Die Flußebene erhöht sich also. Eine ähnliche Wirkung wird erreicht, wenn das Gefäll des Flusses sich infolge einer Schrägstellung der Landschaft verringert. Die Aufschüttung, die aus diesen letzteren Ursachen herzuleiten ist, geht rascher und stärker vor sich, als eine solche, die theoretisch in der Reife eines ungestörten Erosionszyklus zu erwarten ist.

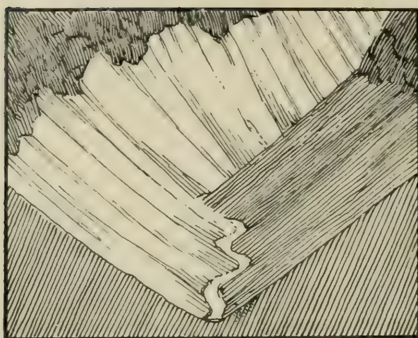
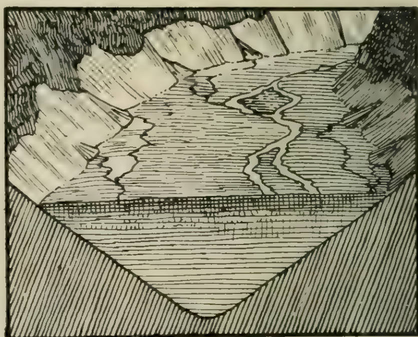
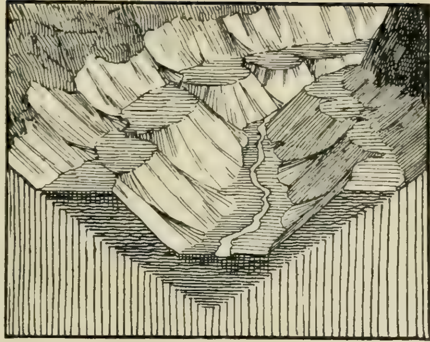

Abb. 91. Ein junges Erosionstal.

Abb. 91 gibt das Bild eines Tales, das ein kräftiger Fluß in einem Bergland eingeschnitten hat. Nimmt die Schuttzufuhr von oben her zu, füllt sich das Tal mit einer wachsenden Flußebene, wie sie Abb. 92 zeigt. Eine Flußebene in allergrößtem Maßstab ist die Oberrheinische Tiefebene; sie baut sich, wie man leicht beobachten kann, nur noch langsam aus dem feinen Schlamm auf der nach jedem Hochwasser die Umgebung der Flüsse überzieht. Die auf solche Weise zur Ablagerung gelangten Tonschichten sind fruchtbar und werden auch zur Ziegelfabrikation benutzt. Da dicht am Fluß der stärkste Absatz stattfindet, bildet sich dort eine flache Erhöhung, die bewirkt, daß die Flußebene vom Fluß weg zu den Talseiten ein wenig fällt.

Hier am Rhein, aber auch in den kleineren Verhältnissen des Lahntales zwischen Gießen und Marburg z. B., kann man sehen, daß der Aufbau der Flußebene des Hauptstromes so schnell erfolgte oder noch vor sich geht, daß die Nebenflüsse damit nicht Schritt zu halten vermochten. Ihre Mündungen werden infolgedessen „verschleppt“, d. h. die Zuflüsse strömen so lange dem Hauptfluß parallel, bis sie an eine Stelle gelangen, wo die Aufschüttung der Flußebene fehlt; erst da münden sie. Unter Umständen können die Zuflüsse sogar zu Seen aufgestaut werden, wofür die untere Donau, wie gesagt, ein Beispiel bietet.


Abb. 92. Ein aufgefülltes Tal.

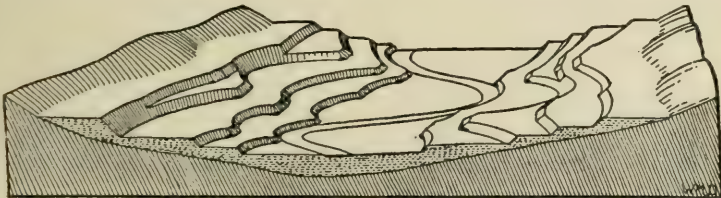
6. Terrassenbildung. Nachdem ein Fluß sein Tal eine Zeitlang mit Schutt aufgefüllt hat, möge er seine Tätigkeit ändern und seinen Lauf in die aufgebaute Flußebene einschneiden. Den


Abb. 93. Ein Tal mit Aufschüttungsterrassen.

Teil der Ebene, der dann über dem neuen Talboden stehen bleibt, nennen wir eine „Aufschüttungsterrasse“ oder kurzweg eine „Terrasse“ (Abb. 93). Der Wechsel in der Tätigkeit des Flusses kann entweder von einer Abnahme der Schuttzufuhr aus dem Quellgebiet infolge einer Klimaschwankung, die größere Niederschlagsmengen und damit dichteren Pflanzenwuchs bringt, hergeleitet werden, oder weil der untere Teil des Tales sich vertiefte, z. B. infolge einer geringen Hebung, oder indem schließlich das Gefäll des Flusses durch eine Schrägstellung der Landschaft zunahm. Derartige Terrassen bieten oft ausgezeichneten Baugrund für Dörfer außerhalb der Reichweite des Hochwassers. Aber sie sind im allgemeinen weniger fruchtbar als die Flußebenen selbst, weil es ihnen an genügendem Grundwasser fehlt.

Mitunter findet man in wieder vertieften Tälern eine stufenförmige Anordnung von Terrassen (Abb. 94). Wenn die Terrassen regelmäßig und auf längere Strecken zusammenhängend entwickelt sind, so kann dies die Folge verschiedener Pausen bei der Hebung sein, indem der Fluß während jeder Pause eine neue Ebene entwickelte. Wenn dann die Zeitintervalle zwischen den Pausen kürzer und kürzer wurden, konnte die immer geringere Erweiterung der niedrigen Ebenen die Reste der oberen nicht zerstören.

Aber wenn die Terrassen an Höhe sehr verschieden sind und jede einzelne sich immer nur ein kurzes Stück talab erstreckt, so ist eine andere Erklärung besser. Da die angeschwemmten Stoffe,


Abb. 94. Tal mit geschützten Terrassen.

aus denen die aufgeschüttete Flußebene besteht, ein Tal mit schrägen Hängen erfüllen, so ist es notwendig, daß der Fluß, wenn er beim Schaffen seiner neuen Ebenen seitwärts schwingt, ab und zu einmal gegen das Gestein der Talhänge stößt. Hier wird seine Pendelbewegung wirksam gehemmt, und jener Teil der Ablagerungen, der höher hinauf an den Talhängen liegt, ist gegen die Abtragung geschützt. Jetzt ist es klar, daß der Fluß einen größeren Raum frei hin und her zu schwingen, ohne an die Talhänge zu stoßen, eher in den frühen Stadien des Vorganges zur Verfügung hat als später, wenn er tiefer liegt; es müssen daher, bei so beeinflußten Flüssen, die Terrassen in Stufenform angeordnet sein. In diesem Fall sind die Terrassenränder gegen den Fluß hin konkav, und häufig kann man am Fuß vorspringender Spitzen das harte Gestein des Talhanges erblicken, das die Terrasse geschützt hat. Solche Terrassen können daher als „geschützte" Terrassen bezeichnet werden; sie sind in Neu-England sehr häufig, auch in Nordböhmen an der Eger zu beobachten.

7. **Schuttgefüllte Becken.** Wo die Flüsse lange genug in Tätigkeit gewesen sind, zerstören sie die Seen, die während ihrer Jugend bestanden, zum Teil indem sie sie zuschütten, zum Teil durch ein Tieferlegen des Abflusses. Der See wird dann durch eine Ebene ersetzt, der Flüsse und Bäche von den Seiten her zuströmen, während sich der Abfluß in der Regel durch ein enges Tal vollzieht.

Die Wirkung tektonischer Bewegungen der Erdkruste auf die Flüsse, die dadurch gezwungen werden einen Teil ihres Tales aufzuschütten und in einem anderen erneut einzuschneiden, ist bereits erwähnt. Gefüllte Täler oder Becken und eingeschnittene Schluchten dieses Ursprunges sind charakteristisch für die Hochgebirge, deren Wachstum noch andauert. Auf den ersten Anblick scheint ein derartig verbogenes und aufgefülltes Becken den Platz eines ehemaligen Sees zu bezeichnen. Es ist indessen sehr wahrscheinlich, daß in vielen Fällen die Verbiegung des Tales so langsam war, daß es nicht zur Seenbildung kam, daß sich vielmehr die Auffüllung der Senke und das Einschneiden der Schlucht im selben Maßstab mit der Verbiegung vollzog, der Fluß sich als Fluß erhielt und zu keinem See aufgestaut wurde (Abb. 95).

Der Schutt der Berge wird hier eine Zeitlang auf dem Wege zum Meere festgehalten, ähnlich wie das fließende Wasser in einem See zeitweise zur Ruhe kommt. Aber ebenso wie der See im Vergleich

zu den Bergen kurzlebig ist, so ist das schuttgefüllte Becken oft nur eine vorübergehende Erscheinung. Wenn sich der Ausfluß vertieft, tritt der Schutt seine Reise zum Meere wieder an und erreicht dadurch doch das vorgeschriebene Ziel.

Die niederungarische Tiefebene, ungefähr 300 km im Durchmesser groß, ist ein schönes Beispiel eines aufgefüllten Beckens, das von Bergen umschlossen wird. Die einmündenden Flüsse haben am Rande des Beckens ihre Betten ein wenig unter das Niveau ihrer oft kiesigen früheren Ablagerungen eingeschnitten, aber sie mäandern ohne Hemmung auf der zentralen Ebene feiner Tone. Der Ausfluß, da wo die Donau das eiserne Tor in den transsylvanischen Alpen gebildet hat, ist lange durch felsige Stromschnellen versperrt gewesen und erst jüngst künstlich der Schiffahrt eröffnet worden. Obwohl die Ebene in vielen Beziehungen dem Boden eines früheren Seebeckens gleicht, scheint sie doch nach der Be-

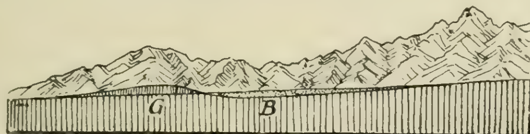


Abb. 95. Einwirkung einer langsamen Aufwölbung bei *G* auf die Flußtätigkeit.

schaffenheit der Absätze an ihrer Oberfläche ganz durch Flußtätigkeit gebildet worden zu sein. Später hat dann der Wind umgestaltend gewirkt und einerseits den Sand zu Dünen zusammengeweht, andererseits flache Senken ausgeblasen, in denen das Grundwasser in Gestalt unregelmäßiger Seen zutage tritt.

8. Die Schuttfächer großer Flüsse. Wenn ein großer Strom, der nur feinkörnigen Schutt mit sich führt, aus einem Berggebiet in eine offene Landschaft hinausfließt, wo keine Talwände ihn einschließen, dann baut er einen Schuttkegel auf, der so flach ist, daß man ihn als „Fächer" bezeichnen kann.

Wohl der größte derartige Schuttfächer der Welt ist der des Hoangho in China. Dieser mächtige Strom, der eine beträchtliche Menge feinen Schlammes von seinem Oberlauf in Tibet und Innerchina mitbringt, tritt aus seinem engen Tale, ungefähr 500 km von der Küste entfernt, in einer Höhe von etwa 120 m über dem Meere heraus. Der große Schuttfächer, den er von hier bis zu seiner Mündung überströmt, ist sehr fruchtbar und ernährt eine der dich-

testen Bevölkerungen der Erde; aber er wird dauernd von furchtbaren Überschwemmungen bedroht, da der Fluß seinen Lauf auf dem Fächer schon mehrmals plötzlich geändert hat, ohne daß Deiche dagegen zu schützen vermocht hätten.

Wenn sich mehrere Schuttfächer großer Flüsse in einem Tiefland, das von Bergen begrenzt wird, vereinigen, so bilden sie eine sanft von dem Fuß der Berge abfallende Ebene. Wir können sie eine „Flußaufschüttungsebene" zum Unterschied von Küstenebenen, Lavaebenen und abgetragenen Bergländern nennen. Derartige Gebilde liegen oft in einer Senke zwischen zwei Bergländern, wie z. B. zwischen dem Himalaya und dem Plateau des südlichen Indien. Sie senken sich dann von beiden Seiten her nach der Mitte hin. Die Flüsse der einzelnen Schuttfächer werden von einem Hauptfluß aufgefangen, der in der Mitte der Senke fließt. Dieser Hauptfluß muß den Schuttkegeln ausweichen, und kann von dem eines sehr lebhaft fließenden Flusses sogar zu einem See aufgestaut werden.

Ausgedehnte, von Flüssen aufgeschüttete Ebenen entsprechen den tiefen Tälern in dem dahinter gelegenen Bergland. Der Schutt, der aus dem letzteren fortgeführt wurde, hat das Material zum Aufbau der Ebene geliefert. Ein Beispiel hierfür bietet sich in Norditalien, wo der Po zwischen der breiten Fläche fließt, die von den Alpen her aufgeschüttet wurde, und der schmalen, die sich entsprechend der geringeren Höhe vor die Appenninen legt. Viele seiner Zuflüsse sind jetzt ein wenig unter das allgemeine Niveau der Ebene eingesenkt und haben somit zu zerschneiden begonnen, was sie früher unter anderen Bedingungen selbst aufgeschüttet haben. In der Nähe der Appenninen ist das Material der Ebene grob; Regen und die Flüsse versinken in den Grund, so daß die Oberfläche trocken und unfruchtbar ist (Gürtel der trockenen Ebene). Weiter nach dem Po hin tritt das Grundwasser zutage und erzeugt Fruchtbarkeit, die eine dichte Bevölkerung nährt. Es ist das der Gürtel der nassen Ebene.

9. **Das Delta.** Wenn ein Fluß einen See oder das Meer erreicht, wird seine Strömung gebrochen. Den feineren Teil des Schuttes führen Wellen und Gezeiten fort, der Rest häuft sich an der Flußmündung an, neues Land bildend, das sich über die ursprüngliche Küstenlinie hinaus vorschiebt. Wir nennen ein derartiges Gebilde ein Delta. Kleine Deltas sind charakteristisch für junge

Flüsse; je länger der Vorgang der Flußentwicklung ohne Unterbrechung durch eine Hebung oder Senkung in der Jugend oder Frühreife eines Zyklus andauert, um so größer kann das Delta werden. Doch in den späteren Stadien eines ungestörten Zyklus, wenn die vom Fluß herbeigebrachte Schuttmenge abnimmt und das Zurückschneiden des Ufers durch die marinen Vorgänge größere Fortschritte macht, kann die zerstörende Kraft des Meeres die aufbauende des Flusses überwinden. Während des Restes des Zyklus wird das Delta nach rückwärts gedrängt, anstatt nach vorwärts zu wachsen. In einem vorgerückten Stadium ist das Delta der früheren Stadien zerstört, und das Ufer liegt hinter der ursprünglichen Mündung des Flusses. Beispiele dieser Art finden sich längs der reif entwickelten, zurückgedrängten Küste der Normandie und noch nicht ganz so weit vorgeschritten an der Küste des nordöstlichen Italien südlich Ankona.

Die Landfläche eines Deltas hat das gleiche Gefäll wie die Flußebene weiter stromaufwärts, das Delta ist eigentlich weiter nichts als eine Fortsetzung derselben. Häufig teilt sich ein Fluß auf der konvexen Oberfläche seines Deltas in mehrere Arme, wie man sehr schön an dem Beispiel des Mississippi und an den verschiedenen Mündungen des Ganges und Brahmaputra sehen kann.

Der große Schuttfächer des Hoangho kann auch als ein Delta aufgefaßt werden, das er ins Gelbe Meer vorgeschoben hätte, aber wir können nicht mit Sicherheit sagen, daß das ganze Gebiet des Schuttkegels einst vom Meere eingenommen gewesen wäre, vielmehr hat sich wohl ein Teil desselben auf dem Lande gebildet.

Ihrer Zusammensetzung nach bestehen die Deltas großer Flüsse aus feinem Schutt oder Schlamm, zerrieben während seiner langen Reise aus dem Quellgebiet und verwittert auf den mannigfachen Rasten unterwegs in der Flußebene. Ist das Klima günstig, so sind dementsprechend solche Deltas sehr fruchtbar und dicht bevölkert. Die drei am dichtesten bewohnten Gebiete der Welt, mit Ausnahme der großen Städte, liegen im östlichen China, im nordöstlichen Indien und Norditalien, alle auf dem unteren Teil der Flußebenen oder auf Deltas großer Ströme; doch sind die Siedelungen auf Deltas gefährlichen Überschwemmungen von den Flüssen wie vom Meere her ausgesetzt. Bei kleinen Flüssen gelangt auch grober Schutt zum Absatz.

Das Fehlen von Deltas an der Mündung mancher Flüsse ist häufig nicht sowohl in dem Vorherrschen starker Strömungen begründet, die den Schutt fortführen, als mit dem kurzen Zeitraum zu erklären, der verstrichen ist, seit Land und Meer an der betreffenden Stelle infolge Senkung die gegenwärtige Höhenlage zueinander einnahmen; in diesem Fall bietet das Ufer zahlreiche Einbuchtungen, die von einem frischen Untertauchen der Täler zeugen, wie im südlichen Devonshire. Eine andere Ursache für das Fehlen der Deltas an manchen Küsten ist der vollzogene Fortschritt mariner Erosion bis zur Reife, wobei die Küste bis hinter die ursprünglichen Flußmündungen zurückgeschnitten ist, wie oben an dem Beispiel der Normandie schon erläutert wurde.

10. **Das zerschnittene Delta.** Wenn eine Landschaft in großer Ausdehnung gehoben wird, wie in dem Fall einer Küstenebene, so werden die Deltas der früheren Küste von den Flüssen zerschnitten, die sie ursprünglich aufgebaut haben. Solche Deltas heben sich selten als deutliche Form heraus, sie sind aber an ihrem Aufbau aus mehr oder minder grobem, steil nach außen einfallendem Schutt zu erkennen. Ein Beispiel ist das zerschnittene Delta des Var, westlich von Nizza. Es ist aufgebaut aus geneigten Kiesschichten, jetzt gehoben und durch radiale Täler reif zerschnitten, die zu dem Gefäll der Deltafläche konsequent sind, und zum Teil durch das vom Var selbst verbreiterte Tal zerstört. Andere gute Beispiele zerschnittener Deltas finden sich an den verlassenen Uferlinien erloschener Seen, wie des Lake Bonneville in Utah.

Literatur.

1. E. Ramann, Bodenkunde. 3. Aufl. Berlin 1910.
   P. Vageler, Bodenkunde. Leipzig 1909. Samml. Göschen 455.
   F. H. King, The soil. London 1908.
   E. W. Hilgard, Soils. 2. ed. New York 1911.
2. G. Götzinger, Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen. Geogr. Abh. IX. 1. 1907.
   G. Braun, Beiträge zur Morphologie des nördlichen Appennin. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde. Berlin 1907. 464.
   G. Braun, Über Bodenbewegungen. XI. Jahresber. G. Ges. Greifswald. 1908.
3. A. Heim, Über die Verwitterung im Gebirge. Öff. Vortr. Basel V. 5. 1879.
   A. Penck, Die Denudation der Erdoberfläche. Schrift. Ver. z. Verbr. naturwiss. Kenntn. Wien XXVII. 1887.

F. v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende. Berlin 1886. S. 451f.
A. F. J. Bargmann, Der jüngste Schutt der nördl. Kalkalpen. Wiss. Veröff. Ver. f. Erdk. Leipzig. II. 3. 1895.
A. Piwowar, Über Maximalböschungen trockner Schuttkegel und Schutthalden. Vierteljahrsschr. naturforsch. Ges. Zürich. 48. 1903. 335.
4. P. Girardin, Études de cônes de déjections. Le torrent de l'Envers de Sollières en Maurienne. Ann. de Géogr. XIX. 1910. 193.
5. E. Schumacher, Die Bildung und der Aufbau des oberrheinischen Tieflandes. Mitt. Komm. f. d. geol. L. Unters. von Elsaß-Lothringen II. Straßburg i. E. 1890.
H. Miller, River terracing, its methods and their results. Proc. R. Phys. Soc. Edinburgh 1883. 263.
R. E. Dodge, The geographical development of alluvial river terraces. Proc. Boston Soc. Nat. Hist. XXVI. 1895. 257.
M. de Lamothe, Étude comparée des systèmes de terrasses des vallées de l'Isser, de la Moselle, du Rhin et du Rhône. Bull. Soc. Géol. France. 4. ser. I. 1901. 297.
6. W. M. Davis, The terraces of the Westfield river (Mass). Am. Journal of Sc. XIV. 1902. 77.
W. M. Davis, River terraces in New England. Bull. Mus. Comp. Zool. XXXVIII. 281. Geol. Ser. vol. V. 7. Cambridge 1902. 282. — Geogr. Essays. 514.
E. F. Fisher, Terraces of the West River, Brattleboro, Vermont. Proc. Boston Soc. Nat. Hist. XXXIII. 1906. Vgl. Braun in Pet. Mitt. 1907. 162.
R. Engelmann, Die Terrassen der Moldau — Elbe zwischen Prag und dem Böhm. Mittelgebirge. Diss. Berlin 1911.
J. Cvijić, Entwicklungsgesch. des Eisernen Tores. Pet. Mitt. Erg.-H. 160. 1908.
K. Wolff, Die Terrassen des Saaletals und die Ursachen ihrer Entstehung. Forsch. z. D. L. u. Vlksde. XVIII. 2. 1909.
7. P. Vujević, Die Theiß. Geogr. Abh. VII. 4. 1906.
8. F. Sacco, La valle Padana. Torino 1900.
T. Fischer, La Penisola Italiana. Torino 1902. 123 (Karte).
9. R. Credner, Die Deltas. Pet. Mitt. Erg.-H. 56. 1878.
G. Marinelli, L'accrescimento del delta del Po nel secolo XIX. Riv. g. ital. V. 1898. 24.
M. Baratta, Sulle recenti trasformazioni del delta del Po. 1893—1904. Riv. g. ital. XIV. 1907. 513.
10. E. Désor, Sur les deltas torrentiels anciens et modernes. Nizza 1880.

Kartennachweise.

I. Schutthalden:

Karte der Langkofel- und Sellagruppe 1 : 25 000. Herausg. vom D. Ö. Alpenverein 1904.

II. Schuttkegel:

Schweiz 1 : 50 000. 482 Sierre 1 : 100 000. XIX.

U. S. Geol. S. Yellowstone National Park-Wyoming. Lake Quadrangle 1 : 125 000.

III. Flußebenen:

Deutsches Reich 1 : 100 000. 572 Landau; 573 Karlsruhe; 588 Rastatt; 630 Colmar; 643 Ensisheim.

Mitteleuropa 1 : 200 000. 45. 44 Silistra; 46. 44 Constanta; 46. 46 Belgrad.

IV. Terrassen:

Vereinigte Staaten 1 : 62 500. Illinois. Marseilles Sheet. — Massachusetts. Westfield Sheet.

Italien 1 : 25 000. 86. I. S.O. Sassuolo. 87. II. N.O. Casalecchio di Reno.

Österreich 1 : 75 000. 4 IX Saaz und Komotau.

Preußen 1 : 25 000. 2697 Kittlitztreben.

V. Das schuttgefüllte Becken von Ungarn:

Mitteleuropa 1 : 200 000. 37. 47 Stuhlweißenburg; 38. 47 Budapest; 39. 47 Szolnok; 40. 47 Békés Csaba.

VI. Schuttfächer und Flußaufschüttungsebene:

Italien 1 : 100 000. 45 Milano; 46 Treviglio; 47 Brescia; 59 Pavia; 60 Piacenza; 61 Cremona.

Mitteleuropa 1 : 200 000. 30. 46 Belluno; 31. 46 Triest.

VII. Delta:

Mitteleuropa 1 : 200 000. 29. 45 Verona; 30. 45 Venedig.

Schweiz 1 : 25 000. 466 Le Bouveret; 467 Villeneuve; 474 Vouvry; 475 Aigle.

U. S. Coast Survey. 194 Mississippi river from the Passes to Grand Prairie.

KAPITEL XII.

DIE LANDFORMEN DES ARIDEN UND NIVALEN KLIMAS.

DIE VERSCHIEDENEN ARTEN KLIMATISCHER EINWIRKUNG.

Direkter Einfluß des Klimas. Ein früheres Kapitel gab eine kurze Darstellung der Zonen, in welche die Erdoberfläche nach dem Stande der Sonne eingeteilt wird. Die Mitteltemperaturen der verschiedenen Zonen gehören zu den wichtigsten geographischen Faktoren, die auf das Leben des Menschen von Einfluß sind. Nicht minder ist die Verteilung des Regenfalls von der größten Bedeutung für den Zustand einer Landschaft, ob dieselbe fruchtbar oder wüst, bevölkert oder eine Einöde ist. Klimatische Einflüsse dieser Art, die von der physischen Beschaffenheit der Atmosphäre, nämlich der Temperatur, Feuchtigkeit und Bewegung abhängen, wirken direkt auf Pflanzen, Tiere und Menschen ein und bestimmen in hohem Maße deren Verbreitung.

Indirekter Einfluß des Klimas. Alle die Einwirkungen, welche die verschiedenen Formen der Landoberfläche auf die Lebensweise des Menschen ausüben, gehen in gewisser Weise indirekt vom Klima aus, denn sie ergeben sich aus der Tätigkeit von Verwitterung und Abspülung, und diese Vorgänge hängen ihrerseits von den klimatischen Zuständen ab. Die Beispiele für Landformen, die wir bis jetzt besprochen haben, stammen zum größten Teil aus Landschaften mit sozusagen normalem Klima, weder so trocken, daß die Flüsse nicht das Meer erreichten, noch so kalt, daß nicht aller Schnee des Winters im folgenden Sommer abschmölze, und mit einer Regenmenge, die gerade genügt, alle abgeschlossenen Becken so weit zu füllen, daß sie zum Meere hin überfließen. Landformen dieser Art beschreiben wir als im normalen Erosionszyklus gebildet. Nunmehr folgt eine Anzahl von Beispielen, an denen die besonderen Einwirkungen trockener und kalter Klimate

dargestellt sind. Diese Formen müssen also als das Ergebnis arider oder glazialer Zyklen beschrieben werden. Es wird sich zeigen, daß die Formen des Landes und die Beschaffenheit seiner Oberfläche je nach ihrer Bildung in einem normalen, einem trockenen oder kalten Klima bedeutend verschieden sind.

Klimaänderungen. Eines der bemerkenswertesten Ergebnisse dieses Teiles geographischer Forschung ist die Feststellung der Tatsache, daß sich gewisse Landformen unter ganz anderen klimatischen Bedingungen als den heute an der betreffenden Stelle herrschenden gebildet haben. Es gibt Landschaften, die jetzt trocken und wüst da liegen, denen man aber doch die Anzeichen ihrer Bildung unter einem zeitweise feuchten Klima ansieht. In anderen, jetzt fruchtbaren und bevölkerten Gegenden finden wir die deutlichsten Anzeichen dafür, daß einst da eine Zeitlang ein kaltes Klima geherrscht hat, und daß Gletscher an der Ausgestaltung der Oberfläche beteiligt gewesen sind.

In allen solchen Fällen haben wir es mit unvollendeten Zyklen einer Klimaart zu tun, die mit mehr oder weniger vollständigen Zyklen anderer Klimate wechseln. Es ist wichtig zu bemerken, daß diese Klimaänderungen nicht notwendig einen Wechsel in der Höhenlage des Landes gegenüber der Erosionsbasis verlangen. Daher sollte man nicht von einer „Unterbrechung“ des Zyklus in diesem Fall sprechen, denn wir verwenden dieses Wort, wie erläutert, für die durch eine Bewegung des Landes gegenüber seiner Erosionsbasis begonnene Einführung eines neuen Zyklus. Bei Klimaänderungen könnte man von einer „Episode“ sprechen.

DIE EINWIRKUNG ARIDEN KLIMAS.

1. Die Urformen arider Landschaften. In der Darstellung des normalen Erosionszyklus wurde auseinandergesetzt, daß, wenn eine Urlandfläche rasch und ungleichmäßig gehoben und verbogen wird, so daß sich Becken in ihrer Oberfläche bilden, diese Becken von Seen ausgefüllt werden, die von den nach der Mitte zusammenführenden Hängen Zuflüsse erhalten. Das gesammelte Wasser strömt am niedrigsten Punkt des Beckenrandes in einem Ausfluß über, der, auf seinem Weg mit anderen Flüssen vereinigt, schließlich das Meer erreichen kann. Unter solchen Umständen können sich keine abgeschlossenen Becken im Innern einer Landfläche halten.

Ganz anders sind die Zustände der Entwässerung in einer ariden Landschaft. Jedes Becken, das hier durch die Urverbiegung geschaffen wird, erhält gleichfalls sein System periodischer nach der Mitte zusammenführender Zuflüsse, die auch einen See in den tieferen Teilen des Beckens bilden können. Aber da das Klima so trocken ist, daß der See nicht hoch genug steigen kann um überzufließen, so bleibt jede Gruppe der Zuflüsse je eines Beckens von ihrer Nachbargruppe geschieden. Nur die Flüsse am äußeren Rande der Trockenregion, wo die Hänge direkt zur Küste hinführen, folgen der Gewohnheit normaler Flüsse und erreichen das Meer. Eine bezeichnende Besonderheit der jüngeren Stadien eines Zyklus arider Erosion ist das Auftreten ebenso zahlreicher isolierter Gruppen nach der Mitte zusammenführender (zentripetaler) Flüsse, als es Becken in der Uroberfläche gibt.

2. **Das Verhalten der periodischen Flüsse von Trockengebieten.** In Landschaften dieser Art mit so geringem Niederschlag wechselt die Wasserführung der Flüsse sehr. Manchmal rauschen sie stürmisch dahin, wenn einmal einer der seltenen starken Regen gefallen ist, die oft jahrelang auseinander liegen; gewöhnlich aber rinnt in ihnen nur eine geringe Wassermenge, die in den langen, gänzlich regenlosen Zeiten völlig versiegt, so daß das Bett mit Ausnahme weniger stagnierender Pfützen ganz trocken liegt. Die Periodizität der Wasserführung ist somit ein bezeichnendes Merkmal der Flüsse arider Gegenden. Trotzdem ist, wenn sie fließen, ihr Verhalten im wesentlichen normal, und wenn man ihre Gesamtwirkung im Laufe mehrerer Jahre betrachtet, bemerkt man, daß alle diese verschiedenen Teile, soweit sie sich miteinander überhaupt vereinigen, ein einheitliches Entwässerungssystem bilden.

Eine andere bemerkenswerte Eigentümlichkeit ist in der Spärlichkeit oder dem Fehlen der Vegetation und der dadurch bedingten Wüstheit der Oberfläche begründet. Wenn natürlich ein starker Regen fällt — es muß daran erinnert werden, daß sehr heftige Niederschläge in langen Zwischenräumen zu den Eigenschaften sehr trockener Landschaften gehören — wird die Schicht des verwitterten Schuttes schnell mit Wasser gesättigt. Fällt dann noch mehr Regen, als einsickern kann, wird die ganze Fläche so feucht, daß überall in Rinnen und Rillen Wasser abfließt, dabei viel Schutt zu Tal spülend, der von den Flüssen in wilder Strömung weiter gerissen wird.

Die Fortführung des Schuttes geht daher, wenn auch in Zwischenräumen, so doch sehr lebhaft vor sich, und er liegt nicht lange genug da, wo er entstand, um zu feinem Boden zu verwittern, wie es in den pflanzenbedeckten Landschaften feuchterer Klimate der Fall ist. Trockengebiete sind daher durch das Vorherrschen grober Böden und häufige kahle Felsflächen gekennzeichnet, sofern nicht in den Senken der feinere Schutt durch die periodischen Flüsse zusammengespült ist, der von den nach der Mitte zusammenführenden Hängen stammt.

Periodische Flüsse, die von den zwischen Becken gelegenen Hochlanden kommen, können enge Schluchten erodieren und zerschneiden das Hochland in nahezu normaler Weise. Wir bezeichnen die trocken liegenden Täler als „Wadi“ mit einem arabischen Namen. Solange die Berge noch hoch aufragen, erfordert der grobe Schutt, der in die Flüsse gelangt, ein großes Gefäll, selbst wenn schon der Ausgleich erreicht ist. Die Erosionsbasis aber, zu der solche Flüsse hinarbeiten, ist nicht die Oberfläche des Meeres, sondern der Boden des Beckens, dem sie zuströmen. Da dieser Boden aufgefüllt wird, während das umgebende Hochland dahinschwindet, so liegt diese „lokale“ Erosionsbasis nicht fest, sondern ist eine sich hebende Fläche. Im Verlauf des Zyklus nimmt also hier das Relief aus doppelter Ursache ab.

Wenn ein Fluß, der durch Quellen in einem Bergland gespeist wird, in ein Wüstenbecken hinabfließt, so nimmt seine Wassermenge rasch ab, zum Teil durch Verdunstung, zum Teil durch Versickern. Das kann so weit gehen, daß er völlig von der Oberfläche verschwindet, doch fließt er dann noch als Grundwasserstrom ein Stück über sein sichtbares Ende hinaus, bis er schließlich infolge Verdunstung durch die Schuttdecke hindurch zu Ende ist. Die von ihm mitgeführte Schuttmenge bleibt natürlich oberhalb der Stelle, an der er versiegt, als eine leicht geneigte Ebene liegen. Es kommt also vor, daß die unteren Strecken der Flüsse in vielen Regionen die Oberfläche, auf der sie fließen, durch Aufschütten erhöhen, selbst wenn diese hoch über der Erosionsbasis liegt.

Aus dem nordpersischen Randgebirge kommt eine ganze Reihe von Flüssen, die dem Amu-darja und Aralsee zustreben. Aber sie erreichen ihn nicht, etwa 200 km vom Gebirgsrande entfernt versiegen sie in der transkaspischen Steppe. Sie würden noch ein Stück weiter kommen, wenn nicht größere Siedlungen, wie Merw

am Murghab, das Wasser zu Bewässerungszwecken verbrauchen würden.

3. **Der Bolson.** Gerät eine Urwanne unter die Herrschaft ariden Klimas, so wird in ihr ein zentripetales Entwässerungssystem angelegt werden und die Berge der Umwallung zerschneiden. Der erzeugte Schutt lagert sich in Kegelform am Ausgang der Täler ab. Diese Schuttkegel wachsen infolge der geschilderten Eigenheiten der Verwitterung und der Flüsse in solchem Klima rasch und bleiben unzerschnitten. Wir bezeichnen eine Hohlform dieser Art, in welche sich Schuttkegel von allen oder wenigstens von zwei Seiten hineinsenken, mit einem mexikanischen Namen als „Bolson".

Da die Kraft der Flüsse und Bäche nicht ausreicht, den Schuttkegel zu zerschneiden, andererseits bei den seltenen Niederschlägen meist auf einmal sehr große Wassermengen herniederstürzen, so überziehen diese bettenlos abströmend ziemlich gleichmäßig den ganzen Kegel mit einer einige Zentimeter tiefen Wasserschicht, die kräftig spülend wirkt. Wir sprechen dann von einer „Schichtflut".

Folgt nach starkem Niederschlag rasch heftige Bestrahlung durch die Sonne, so bewirkt diese ein kapillares Aufsteigen der Bodenfeuchtigkeit. Das Wasser verdunstet aus dem Boden heraus, und die in ihm gelösten Salze fallen aus. Ist das — wie sehr oft — vornehmlich Kalkkarbonat, so bildet sich unter der Erdoberfläche eine meist $^1/_2$ bis 2 m mächtige Kalkkruste, die nach unten in weichen Kalkmergel übergeht. Die Kruste ist sehr hart und schützt den Schuttkegel wie ein Panzer vor Abtragung. Sie ist mit eine Ursache, daß das Wasser in Form von Schichtfluten ablaufen muß, da es nicht in den Boden eindringen kann. Derartige Kalkkrusten sind mehrfach aus dem Mittelmeergebiet und Nordafrika beschrieben.

4. **Die Bedeutung der Flußebenen in Wüsten.** Ein Fluß, der auf seinem Wege lange Zeit durch eine Wüste fließt, erhält dann oftmals auf dieser Strecke keine ständigen Nebenflüsse mehr, nimmt vielmehr durch Verdunstung ab. Ist das Tal eines solchen Flusses dann reif, mit wohl ausgebildeter Flußebene, so sammelt sich fast die ganze Bevölkerung der Landschaft auf dieser an. Beispiele finden sich im Tarimbecken in Innerasien, ein anderes ist der Nil, der auf 2000 km Länge keine ständigen Nebenflüsse erhält, aber nicht zur besonderen Klasse der Wüstenflüsse gehört, weil er das Meer erreicht. Sein reifes Tal, das in die Wüstentafel auf beiden

Seiten eingeschnitten ist, hat eine Länge von etwa 1000 km und eine Breite, die zwischen 10 und 20 km wechselt. Hier auf der ebenen Oberfläche der tiefen Böden der Flußebenen und in dem ausgedehnten Delta wohnen die Millionen Ägypter. Ihre Wirtschaft gründet sich fast ausschließlich auf den Ackerbau und ist infolgedessen von dem jährlichen Hochwasser des Nil abhängig, das durch die nach Norden gerichtete Verschiebung des Gürtels der äquatorialen Regen verursacht wird. Der Fluß beginnt im Juni anzuschwellen, er steigt im Spätsommer und Frühherbst in Cairo bis zu 7 m über Niederwasser. Seit Jahrtausenden ist die Fruchtbarkeit der Flußebene dadurch erhalten geblieben, daß sich bei jeder Überschwemmung eine neue Schicht Schlamm auf ihr niederschlug. Ähnliche Fälle sind am Abhang der Anden im westlichen Peru wie auch von anderswoher bekannt.

5. Windwirkung in Trockengebieten. Flüsse und Fluten sind wohl die mächtigsten Gewalten, die in Trockengebieten tätig sind, aber die Windwirkung darf nicht außer Acht bleiben. Der Wind hebt Körner des losen Schuttes auf und bläst sie gegen die Felsen, diese dadurch erosiv angreifend. Bedeutender noch ist der Transport durch den Wind; er führt den körnigen Schutt der dem Sturm ausgesetzten Hochlande in die geschützteren Becken und setzt ihn dort ab. Die Besonderheit der Windwirkung besteht darin, daß sie von den lokalen Gefällsverhältnissen unabhängig ist, und nicht durch die Wasserscheiden beschränkt wird, die für die Tätigkeit der Flüsse so wichtig sind.

In unserem Klima hemmt die Vegetation die Windwirkung. Denken wir uns einen heftigen Wind über eine Wiese und einen staubigen Weg hinwehend, so haben wir sogleich ein Bild der Unterschiede seiner Wirkung im feuchten und ariden Gebiet.

Steine, die dem sandbeladenen Wind im Wege liegen, werden derartig abgeschliffen, daß sich zwischen den Flächen scharfe Kanten bilden und der ganze Stein wie poliert aussieht. Wir bezeichnen solche Steine, weil sehr oft 3 Kanten vorhanden sind, als „Dreikanter". Sind in den vom sandbeladenen Wind getroffenen Gesteinen und Felsen Härteunterschiede vorhanden, so werden diese mit außerordentlicher Deutlichkeit herausgearbeitet, bizarre Felsformen entstehen.

Hat ein Wind längere Zeit über ein arides Gebiet hingeweht, so sind alle Hochlande und Berge von ihren Verwitterungsprodukten

befreit, liegen kahl und steinig da wie die Hamada der Sahara. An geschützten Stellen lagert der Wind zunächst den Sand ab, ihn zu Dünen formend, während der feine Staub zum Teil das zentrale Becken auffüllt, zum Teil aber auch aus dem ariden Gebiet hinausgeführt werden kann, um dort zu Boden zu fallen.

6. **Die Salzseen.** Ein Bolson, dem eine nicht zu geringe Menge Wasser zugeführt wird, enthält oft in seinem tiefsten langsam aufgefüllten Teil einen See. Seine Wasserfläche, die keinen Abfluß besitzt, ist gerade so groß, daß ihre Verdunstung der Wasserzufuhr durch die einmündenden Ströme gleich ist. Es ist nur natürlich, daß derartige Seen salzig werden, denn alle die salzigen Substanzen, die in geringem Mengenverhältnis in dem zugeführten Flußwasser enthalten sind, häufen sich in dem See an.

Hierhin gehört der große Salzsee von Utah mit 18% Salzgehalt, eine flache Wasserschicht auf einer großen Beckenebene, weiterhin der berühmteste See dieser Art, das Tote Meer, mit 24% Salzgehalt, das in dem tiefsten Teil eines zum Teil aufgefüllten engen Grabens gelegen ist. Das dichteste Wasser, das wir kennen, enthält mit 33% der Van-See in Armenien.

Da das den Salzseen zugeführte Wasser nur durch die Verdunstung wieder fortgeschafft wird, so schwanken ihre Tiefe und Größe mit dem Wechsel der Witterung und Jahreszeiten. Ja, wie Hedin vom Lop-Nor festgestellt hat, verschiebt sich im Laufe von Jahrhunderten mit den wechselnden von den Flüssen aufgeschütteten Massen sogar der ganze See. Wenn die Ufer wie gewöhnlich flach sind, geht die Küstenlinie beim Übergang von der trockenen zur nassen Jahreszeit um Hunderte von Metern hin und her. Der Landstreifen, der bei Niederwasser trocken liegt, ist mit Salzen durchsetzt und trägt entweder eine besonders angepaßte Vegetation oder gar Salzkrusten.

7. **Die Playa.** In abflußlosen Becken, in denen sich keine ständigen Seen halten, können doch zur Hochwasserzeit die schlammigen Flüsse die tiefsten Stellen erreichen, wo sie sich in flachen Wasserflächen ausbreiten, die bei klarem, warmem Wetter wieder verschwinden. Der Schlamm, den die Flüsse mit sich führen, verbreitet sich über die Senke hin und bildet dort eine ausgedehnte Ebene mit außerordentlich glatter Oberfläche, die man eine „Playa“ nennt, eine Bezeichnung, die, ebenso wie Bolson, spanisch-mexikanischer Herkunft ist.

Eine der größten Playas des Great Basin liegt im nordwestlichen Nevada. Sie mißt ungefähr 180 km in der Länge bei etwa 10 km Breite und wird im Winter durch eine Laufverlängerung des Quinn-Flusses unter Wasser gesetzt; doch ist die Fläche so eben, daß der Playa-See selten mehr als einige Zentimeter tief wird. Der Wind setzt das Wasser in Bewegung, die Wellen wirbeln den feinen Schlick der Ebene auf, so daß der See dann von einer ungeheuren Menge flüssigen Schlammes erfüllt ist. Im Sommer glatt und trocken, von der Sonne hart gebrannt und völlig wüst, muß man die Playa als eine der ödesten Landformen der Welt ansehen.

8. Das Verwachsen benachbarter Becken. Wir betrachten jetzt den Fall zweier benachbarter Bolsone, die verschieden hoch liegen und durch einen Rücken getrennt werden, den die ursprüngliche Aufwölbung geschaffen hat. Im Laufe der Zeit werden in dem Maße als Schutt von dem umgebenden Hochland in die Becken gespült wird, diese in gleichmäßig aufgeschüttete Ebenen verwandelt, die Hochlande dagegen in scharf zerschnittene Berge mit größerem oder geringerem Relief. Die Höhenunterschiede der Landschaft als Ganzes nehmen indes ab, weil sich die lokalen Erosionsbasen in den Becken allmählich heben. Die aufgeschüttete Ebene in dem höheren Becken steigt näher und näher zu dem niedrigsten Punkt des trennenden Rückens empor; zu gleicher Zeit wird die Wasserscheide, die ursprünglich der Achse des scheidenden Rückens folgte, durch die rückschreitende Erosion auf den Hängen zum tieferen Becken hin gegen das höhere verschoben. Im Laufe der Zeit wird das periodische zentripetale Entwässerungssystem des oberen Beckens zum unteren Becken abgelenkt werden, die beiden früher getrennten Systeme vereinigen sich. Das gleiche tritt ein, wenn zwei Becken mit sehr verschieden großem Einzugsgebiet nebeneinander liegen. Das kleinere wird schneller aufgefüllt, und sein Schutt quillt dann nach den Rändern über. Die weitere Zerschneidung des höheren oder kleineren Beckens wird durch die Lage der Erosionsbasis im niederen oder größeren Becken bestimmt; die aufgeschüttete Ebene des oberen wird zerschnitten und wenn ihr Felsboden hoch genug liegt, können alle Ablagerungen im Becken völlig entfernt werden; alle nach der Mitte hin führenden Täler werden gleichzeitig vertieft, und ihre Formen zeigen für eine Zeitlang die Erscheinungen wiederbelebter Erosion. Zu gleicher

Zeit wird die zentrale Ebene des niederen Beckens rascher als zuvor aufgeschüttet, sich gegenüber den umgebenden Hängen immer mehr emporhebend.

Es ist sehr wahrscheinlich, daß das Verwachsen ursprünglich unabhängiger Becken zu wiederholten Malen in dem Hochland von Tibet und anderswo in den Wüsten von Zentralasien stattgefunden hat. Indessen die Berichte über diese Landschaften sind im allgemeinen von Reisenden gemacht, die nicht mit den Grundsätzen des ariden Zyklus vertraut waren. Es ist sehr schwierig und



Abb. 96. Bad-Lands. Zum Größenvergleich die menschliche Figur in der Mitte des Bildes.

unsicher, ihre Beobachtungen in der geschilderten Weise auszuwerten, sofern sie nicht selbst etwas Derartiges anführen.

9. **Bad-Lands.** Die feinen Ablagerungen der Mitte des höheren Beckens nehmen bei Erosion infolge Anzapfung eine außerordentlich unregelmäßige Oberfläche an. Das Fehlen der Vegetation ermöglicht die Bildung zahlloser Rinnsale bei jedem Regen. Jeder Wasserfaden höhlt sich ein Bett aus und kerbt die Oberfläche ein, so daß ein genaues Abbild eines reif zerschnittenen Plateaus entsteht. Der Name „bad-lands“ = schlechtes Land ist ursprünglich wegen der Schwierigkeit des Vorwärtskommens auf Reisen in diesen Gebieten gegeben.

Es ist damit nicht gesagt, daß alle Bad-Lands durch die Zerschneidung hervorgerufen sind, die dem Anzapfen eines höheren Beckens durch ein niederes in einer ariden Landschaft folgt. Jede Ursache, die eine Wiederbelebung der Erosion in feinkörnigen Ablagerungen, die nicht durch Vegetation geschützt sind, bewirkt, zeitigt dasselbe Resultat. Es kann auch in Wüsten, aus denen Formen dieser Art beschrieben sind, nicht immer mit Sicherheit angegeben werden, daß sie genau dieser Folge von Vorgängen entsprechen, weil die Beschreibungen der Reisenden auch hier selten die nötigen Einzelbeobachtungen enthalten.

Die Bad-Lands (Abb. 96), von denen der Name genommen wurde, liegen in Süd-Dakota und Wyoming, andere sind in der Sahara zu finden. In Europa haben wir ähnliche Vorkommnisse in den Tonlandschaften des Mittelmeergebietes, z. B. in den Randgebieten des nördlichen Appennin und in Toskana um Volterra herum, immer in Verbindung mit junger wiederbelebter Erosion. Der Regenfall ist da so spärlich, daß die Vegetation nur schwer Fuß fassen kann, zumal aller loser Schutt sofort in die Täler gespült wird.

10. **Wüstenbecken im Reifestadium.** Die Anzapfung höherer Becken durch niedere, wie sie in einem früheren Abschnitt beschrieben wurde, ist ein sehr viel Zeit beanspruchender Vorgang, der solange vorwärts geht, bis eine große Zahl ursprünglich unabhängiger Bolsone stufenweise einem oder mehreren der tiefsten angegliedert sind, deren Oberfläche sich erhöht, während alle übrigen erniedrigt werden. Wenn dieser Zustand erreicht ist, dann kann man die Entwässerung der Landschaft als „reif verwachsen" beschreiben. Sie besteht wie zuvor aus einzelnen periodischen Flüssen, aber anstatt daß diese nach vielen getrennten Zentren fließen, an denen sich kleine Playas oder Salzseen bilden, führen sie jetzt zu einem oder zwei Becken hin, deren tiefste Stelle größere Salzseen oder Playas einnehmen. Viele der Urbecken sind in dieser Zeit durch das jugendliche Stadium der Auffüllung hindurch zu den späteren der Ausräumung gelangt. Wenn sie hoch genug liegen, wird nicht nur der ganze früher in ihnen angehäufte Schutt fortgeführt, sondern auch ihr Felsboden zu der sich hebenden Erosionsbasis des Hauptbeckens hin zerschnitten.

Es versteht sich von selbst, daß die niedrigen nach der Küste hinabführenden Hänge einer Wüstenlandschaft zur allgemeinen

Erosionsbasis der Meeresoberfläche hin abgetragen werden. Mit der Zeit wird die rückschreitende Erosion auf diesen Hängen auch manches ursprünglich abflußlose Becken in ihren Bereich ziehen. So werden während des Fortschreitens des ariden Zyklus zur Reife hin Binnenbecken peripher entwässert; dieses Problem wird später ausführlicher zu behandeln sein.

11. **Die Windwirkung im Reifestadium.** Die Einwirkung der Luftströme in Wüsten haben wir bisher nur in Verbindung mit der periodischer Wasserströme betrachtet, die beide in der Jugend des ariden Zyklus darauf hinarbeiten, die zahlreichen Becken mit dem feinen Schutt aus den Hochlanden aufzufüllen. Anders ist die Tätigkeit des Windes auf den größeren Flächen, die sich durch Auffüllen der Becken und die Abtragung der einschließenden Hochländer mit dem Nahen der Reife des ariden Zyklus bilden.

Die Luftströmungen, die als Winde über Wüsten hinwegführen, sind nicht wie die periodischen Wasserläufe von den Gefällsverhältnissen für ihre Beschleunigung abhängig; sie werden vielmehr durch Temperaturunterschiede großer Gebiete, wie zwischen Kontinenten und dem Ozean oder zwischen der heißen und kalten Zone, im Gange gehalten. Die Tiefe der Luftströmungen übertrifft bei weitem die Höhe der höchsten Berge. Es können daher alle Ungleichheiten einer Wüstenoberfläche, über die ein Wind hinstreicht, mit den viel kleineren Ungleichheiten des Flußbettes verglichen werden, über die das Wasser hinströmt. Und wie die Wasserfäden eines Flusses, der in einem unebenen Bett abwärts fließt, hier und dort sogar aufsteigen müssen, um aus einem Loch herauszukommen, oder durch Unebenheiten zu Wirbeln gezwungen werden, so müssen auch die großen Luftströmungen der Winde oft zu den Hochländern ansteigen, die ein Becken umschließen, und anderswo in Wirbeln dahinziehen, die in heißer Wüste sich oft am Tage erheben.

Der Wind kann Sandkörner lange Strecken durch eine Beckenebene führen; an den leeseitigen Hängen wird der Sand aufgehäuft und hoch emporgetragen. Ist der Rand des Beckens niedrig, kann er in das Nachbarbecken gelangen, somit der Wind eine Abtragung an einer Stelle herbeiführen, die kein strömendes Wasser erreichen kann. Noch mehr: die Winde heben den feineren Staub in ihren Wirbeln hoch empor, führen ihn weit aus dem Becken heraus, in dem sie ihn aufnahmen, und setzen ihn gelegent-

lich in pflanzenbedeckten Landschaften ab, wo er nicht wieder aufgewirbelt werden kann, oder lassen ihn schließlich ins Meer fallen. Wenn also auch die Beckenwände zu hoch sind, als daß treibender Sand sie übersteigen könnte, würden sie doch nicht genügen, die allmähliche Fortführung feinen Staubes zu hindern, ein Vorgang, der ganz langsam die Fläche eines Binnenbeckens erniedrigt.

12. **Binnendünen.** Gelangt solch treibender Sand auf eine unregelmäßige Oberfläche, die vor dem Winde ein wenig geschützt ist, so häuft er sich an, bildet erst flache, schildförmige Hügel und dann regelmäßige Sichelberge, die wir als „Barchane" bezeichnen. Sie gehen dadurch aus den Sandschilden hervor, daß dieselben auf die niedrigsten Strömungen der bewegten Luft, sobald sie eine gewisse Höhe erreichen, eine ablenkende Wirkung ausüben. Der Sand wird an den Seiten vorbeigetrieben und bildet die Arme der Sichel, während die Mitte, wo die größte Masse zu bewegen ist, sich langsamer Korn nach Korn vorschiebt, dadurch relativ zurückbleibend sich aufbaut. Diese Sicheldünen wandern weiter und erreichen niemals Höhen, die über 20—30 m wesentlich hinausgehen. Vereinigen sich später diese Einzeldünen, so entstehen bei regelmäßigen Winden „Strichdünen", bei unregelmäßigen Winden Dünenketten sehr mannigfacher Form und Richtung, die 150—200 m Höhe erreichen können und sich ebenfalls vorwärts bewegen, sofern sie sich nicht an ein Hindernis angelegt haben.

Große Festlandsdünengebiete finden sich in Innerasien, in Nordwestindien, in der Sahara, an der Küste von Südwest-Afrika und auch in den amerikanischen Wüsten. Das Reisen in ihnen ist immer schwierig und oft gefährlich, wenn der glühend heiße Samum sich erhebt und mit Staub und Sand eine von Durst ermattete Karawane überzieht.

13. **Staubebenen.** Bei starken Winden kann die Luft eines Wüstenbeckens durch Staub so verfinstert werden, daß die Sonne kaum noch hindurchzudringen vermag; das ist der Kara-Buran, der „schwarze Sturm" der Mongolen, von dem uns Sven Hedin berichtet. Der feine Staub dringt in alle Öffnungen ein und alle Gegenstände fühlen sich rauh an. Nimmt der Wind ab, so wird die Sonne wieder sichtbar, zuerst ganz rötlich gefärbt. Ehe sie noch den Horizont erreicht, verschwindet sie tiefrot wieder in der dicken Luft.

Hält derartige Windtätigkeit lange an, so bilden sich aus dem Staub, der aus dem trockenen Kontinentalinneren herausgeweht wird, mächtige Ablagerungen in den vegetationsbedeckten niedriger gelegenen Ländern, nach denen der Wind hinweht. Hügel und Täler werden mit der Zeit von einer hundert und mehr Meter dicken Decke begraben und verschwinden unter der glatten Oberfläche der Staubebene. Diese Ablagerungen bezeichnen wir als „Löß" (ein deutsches Wort, das „lose", „locker" bedeutet).

Im Inneren von China gibt es viele lößerfüllte Becken. Ihre Ränder, an denen Kiese und Sande auftreten, die von den umgebenden Hängen hineingespült worden sind, liegen 500 bis 800 m höher als die Senken der Mitte, die mit Playa-Schlamm oder salzhaltigen Ablagerungen ausgefüllt sind. Aber die ganze Masse der Ausfüllung des Beckens besteht aus feinem Staub, der mehrere 100 m Mächtigkeit erreicht. Einige dieser lößerfüllten Becken von China sind jetzt teilweise zerschnitten, als wenn die Flüsse weiter talab ihr Bett vertieft und infolgedessen die oberen Becken anzugreifen begonnen hätten. Ein Hauptfluß läuft durch die Mitte des Beckens, dem Nebenflüsse und Bäche zueilen, die ein Labyrinth sich verzweigender Schluchten im Löß angelegt haben.

Millionen von Chinesen leben auf den Talböden derartig zerschnittener Becken, denn der Löß ist da außerordentlich fruchtbar, wo er bewässert werden kann. Als Wohnungen dienen vielfach Höhlen, die in die Lößwände eingegraben sind. Die gelbe Farbe des Bodens beherrscht die Landschaft, von ihr stammt der Name des großen Flusses, der die Becken durchfließt, und der des Meeres, in das er mündet.

14. **Die Abtragung im Reifestadium der Wüstenbecken.** Die Beschreibung der Schuttebenen im Wüstenbecken in früheren Abschnitten hat festgestellt, daß sie bei ihrem anfänglichen Anwachsen durch Aufschüttung über Hänge hinübergreifen, die früher der Abtragung unterlagen. Mit der Zeit aber greift der umgekehrte Vorgang Platz, nämlich die Abdeckung und Zerschneidung von Flächen, die früher verschüttet gewesen sind. Eine Bedingung, unter der solches während der Jugend des Zyklus eintreten kann, ist bereits erwähnt in den Folgen einer Anzapfung eines höheren Beckens von einem niedrigen her während der Verwachsungsvorgänge. Doch ist dies Verwachsen immer mit einer weiteren Aufschüttung im niedrigeren Becken verbunden. Diese Vorgänge führen zu

einer allmählichen Verringerung der Anzahl der unabhängigen Urbecken.

Eine zweite Bedingung, die es der Wüstenabtragung gestattet, in wachsende Tiefen zu greifen, hängt von der Fortführung des Staubes aus dem zentralen Becken einer reif verwachsenen Landschaft durch den Wind ab. Eine gewisse Zeitlang mag die Wirkung dieses langsamen Vorgangs, nämlich eine Vertiefung des zentralen Beckens, durch die Zuführung von Schutt von oben her aufgeführt werden. Da aber schließlich die höheren Gebiete so weit abgetragen werden, daß sie nur wenig Schutt mehr liefern, wird die Staubausfuhr durch den Wind immer wirksamer und die große zentrale Ebene immer niedriger gelegt. Ihr Areal schwindet, am Rand werden Felsflächen wieder bloß gelegt und der Erosion zugängig, die bis dahin bedeckt waren. Der Vorgang geht weiter, es werden immer größere dünn schuttbestreute Flächen frei.

15. **Erosion durch Schichtfluten.** Wo ein ursprünglich gehobener Teil einer felsigen Masse zum Ausgleich zu einer Beckenebene oder zur Meeresoberfläche hin — wenn diese Teile der Wüste zum Meere geböscht sind — gelangt ist, wird er von den schwerbeladenen, ausgedehnten Wassermengen überströmt, die aus den noch unzerstörten Hochländern von Zeit zu Zeit kommen. Statt von bestimmten Entwässerungskanälen gekreuzt zu werden, wird die abgetragene Felsfläche gleichmäßig zu einer sanft geböschten Ebene erniedrigt, die dünn mit eckigem Schutt bestreut wird, der da liegen bleibt, wo er gerade ist, wenn das Wasser, das ihn verstreute, verdunstet oder versickert. Eine derartige, schichtförmige Abspülung, bei der das Wasser bei einigen Dezimetern Tiefe 1 bis 2 km Ausdehnung haben kann, bezeichnen wir als „Schichtflut-Erosion".

16. **Die alte Wüste.** Sind in einer Wüste einzelne besonders widerständige Massen vorhanden, so bleiben dieselben als Monadnocks übrig. Man hat diese Sondergruppe, die der Entwicklung im ariden Klima ihr Dasein verdankt, als „Inselberge" nach ihrem landschaftlichen Eindruck beschrieben. Sie erheben sich wie Inseln aus dem Meere aus einer weiten sehr ebenen Fläche, die dünn mit Schutt bestreut ist.

Solche Inselberglandschaften sind aus Afrika in großer Ausdehnung bekannt. „Oft dehnen sich dort die Ebenen meilenweit aus, ohne jede Erhebung, ohne wesentliche Einsenkungen; nur hier

und dort oft 20—30—40 und mehr km voneinander getrennt, oft aber auch dichter gedrängt, stehen die isolierten Berge, kleine Kuppen von hundert und viel weniger Meter Höhe bis zu Massiven von der Größe des Harzes und darüber. Der Übergang von der Ebene zu den Bergen ist oft absolut scharf und unvermittelt.“

Ob diese Wüstenebenen zur Meeresoberfläche hin abgetragen wurden und dann zu ihrer jetzigen Höhe aufgewölbt, so daß sie jetzt in einem neuen Zerschneidungszyklus sind — oder ob sie sich in ihrer gegenwärtigen Höhenlage bildeten und durch rückschreitende periphere Entwässerung angezapft sind, ist noch nicht vollkommen sicher. Indessen weist das Vorkommen von Schnellen in dem oberen Lauf des Kongo, in einem feuchten Teile Afrikas, mit Sicherheit darauf hin, daß das Becken dieses großen Stromes kürzlich gehoben ist; es ist nicht unbegründet, eine solche Hebung auch für die ariden Gebiete im Norden und Süden anzunehmen.

Der Verbreitung nach lassen sich eine Zone von Inselbergen in Südafrika und eine solche im Sudan scheiden. Den Bewohnern der Landschaften haben die Inselberge oft als willkommene natürliche Festungen gedient, denen nur das Wasser mangelt.

17. **Randliche Wüstenebenen.** Wir haben bis jetzt unsere Aufmerksamkeit vornehmlich den Vorgängen des ariden Zyklus im Kontinentalinneren zugewandt; es hat sich ergeben, daß in diesem Fall die Vorgänge der Abtragung und der Aufschüttung unabhängig von der allgemeinen Erosionsbasis der Meeresoberfläche wirken. Wir betrachten jetzt einige Phasen arider Erosion in Wüstenlandschaften, die an das Meer grenzen wie die westliche Sahara, Arabien, Peru. Die Aufschüttung ist hier unwichtig, ausgenommen insoweit der Schutt von den Hängen her das Ufer vorschiebt, wie es am Roten Meer der Fall ist, doch sind diese Ablagerungen nicht von so großer Bedeutung an offenen Meeresküsten, wo die Wellen eher das Land zurückschneiden.

Die anderen Vorgänge arider Erosion schreiten auf dem schon beschriebenen Wege weiter. In der Jugend des Zyklus werden scharfe Schluchten mit felsigen Rändern in die steileren Hänge eingeschnitten, mit der Zeit öffnen sie sich zu breiteren Formen, und schließlich werden die Hochländer zu ausgeglichenen Felsebenen abgetragen, über die Schichtfluten den Schutt hinbreiten und abwärts waschen. Diese Felsebenen sind aber zur Meeresoberfläche hin ausgeglichen, nicht in ganz ungleichförmiger unabhängiger

Höhenlage entwickelt, wie in Binnenbecken. Ist nur ein kleines Stück einer solchen felsigen Ebene sichtbar, so kann es unmöglich sein zu entscheiden, ob sie zu einer lokalen Erosionsbasis hin in einem Binnenbecken abgetragen ist, oder zu der allgemeinen Erosionsbasis am Kontinentalrande.

18. Beziehungen der inneren zu den äußeren Wüstenebenen. Genau die gleichen Vorgänge, die oben als Ursache der zunehmenden Verwachsung verschiedener Binnenbecken zu dem tiefsten der ganzen Gruppe hin beschrieben sind, führen allmählich zu einem Anzapfen der inneren hochgelegenen Becken durch die rückschreitende Erosion periodischer Flüsse auf den Hängen zum Meere hin. Dadurch kommen Binnenbecken dahin, ihren Schutt in das Meer hinabzuführen. Angesichts dessen ist es augenscheinlich unmöglich für eine Binnenwüste, ihre Unabhängigkeit von peri-

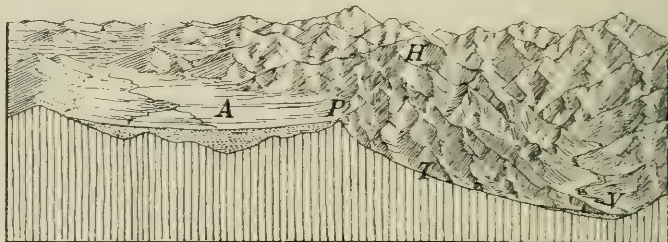


Abb. 97. Anschneiden eines Binnenbeckens durch rückwärtige Erosion (Tibet).

pherer Entwässerung bis zu einem späteren Stadium eines ariden Erosionszyklus beizubehalten, ausgenommen sie liegt sehr tief oder ist sehr ausgedehnt. Die Zeit, die erforderlich ist, bis durch die rückschreitende Ausdehnung der peripheren Entwässerung größere Hochlandbecken angezapft werden, ist gewiß ungeheuer lang, aber sicher nicht länger als diejenige, die erforderlich ist, bis ein ungestörter Alterszustand in Binnenbecken selbst herrscht.

Es ergibt sich daraus, daß eine Binnenwüste das Altersstadium nur dann erreichen kann, mit anderen Worten nur dann zu einer weit ausgedehnten Felsebene abgetragen werden kann, wenn sie niedrig gelegen ist, um nicht von außen her angezapft zu werden, oder wenn sie im Herzen eines so großen Kontinents liegt, daß die periphere Entwässerung sie nicht eher erreichen kann, als bis in ihr alles flach und niedrig geworden.

Die hochgelegenen Wüstenlandschaften von Tibet bestehen aus

schuttgefüllten Becken, zwischen denen sich noch Bergketten erheben. Doch haben schon verschiedene Verwachsungen stattgefunden. Wie überall, wird sich auch hier allmählich eine Ebene herausbilden, die hoch über der Erosionsbasis liegt. Während dieser langen Entwicklung aber arbeiten die Quellflüsse an den Außenhängen der einschließenden Bergketten ununterbrochen rückwärts, wobei sie dann schließlich einen der nach innen gewandten Flüsse anzapfen können und sein Gebiet nach außen entwässern (Abb. 97), was in einzelnen Fällen schon vorgekommen ist.

Auf eine andere Weise kann ein abflußloses Gebiet Entwässerung zum Meere hin erhalten, wenn nämlich die ganze Senke mit Schutt

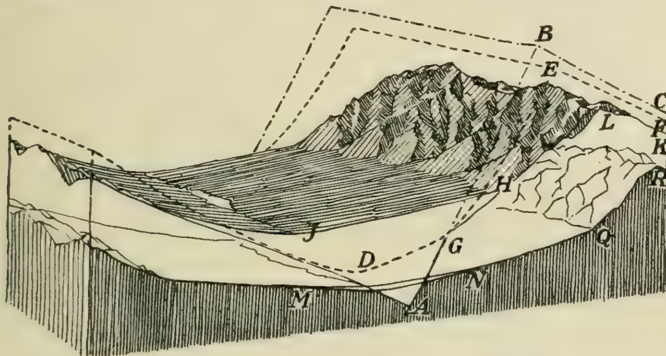


Abb. 98. Abtragung einer schuttgefüllten Senke.

so weit aufgefüllt wird, daß irgendwo an einer niedrigen Stelle des Randes ein Überfließen eines Gewässers erfolgen kann. Damit erhalten die ausfließenden Flüsse die Beziehung zum Meeresspiegel als der Erosionsbasis, und damit wird die Aufschüttung im Becken durch dessen Zerstörung ersetzt. Wenn der ganze Schutt, der es bisher erfüllte, fortgeführt ist, dann wird auch der Felsboden angegriffen und abgetragen.

Der Sonora-Distrikt im südlichen Arizona und nordwestlichen Mexiko weist Formen auf, die wahrscheinlich auf diesem Wege zu erklären sind. Eine ausgedehnte geneigte Ebene mit Felsboden (*QN* in Abb. 98) schließt sich mit einem Gefäll von etwa 30 ‰ an die Berge (*RQ*) an. Der körnige Schutt der Berge wird über die Ebene hinweg in den flachen Trog (*NM*) gespült, von wo die feinsten Teile in der Längsrichtung der Senke ins Meer gelangen. Wir nehmen angesichts dieser Tatsachen an, daß früher einmal,

als die Berge noch höher waren (*KLH*), die Senke an ihrem Fuß weit und breit mit ihrem Schutt erfüllt war (*HI*). Damals glich die Landschaft den Bergen von Utah und Nevada, es fand kein Überfließen statt. Als dieses schließlich nach weiterer Schuttzufuhr eintrat, da wurde die Oberfläche allmählich erniedrigt und aus *LHJ* wurde *RQN*; es scheint das darauf hinzuweisen, daß lange ein trockenes Klima in dieser Landschaft geherrscht hat.

19. Trockenlandschaften, die früher feucht waren. In manchen Landschaften, die jetzt unter der Herrschaft eines ariden Klimas stehen, sind deutliche Anzeichen gefunden, daß die Feuchtigkeit dort früher einmal größer war. Manche Trockentäler der

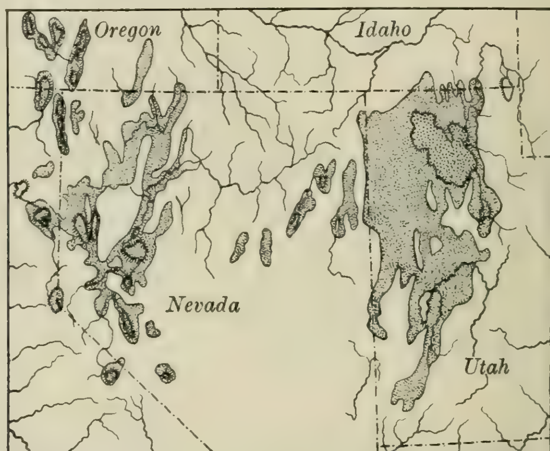


Abb. 99. Skizze des Lahontan-Sees in Nevada und des Bonneville-Sees in Utah.

Sahara scheinen das Werk größerer und beständigerer Flüsse zu sein, als die es sind, von denen sie jetzt durchflossen werden. Manche Becken, die jetzt fast wasserlos sind, waren einst von großen Seen mit Ausfluß erfüllt. Die früheren Seeufer sind an Kliffen, Strandwällen und Deltas deutlich erkennbar, und mitunter kann man den Weg des Ausflusses in einer Lücke der umliegenden Berge noch verfolgen. Die alten Deltas des Sees werden gegenwärtig von den Flüssen, die sie einst aufgeschüttet haben, zerschnitten.

Das Becken des Großen Salzsee im nordwestlichen Utah enthielt einmal einen viel größeren See, der nach einem früheren For-

scher „Bonneville-See“ genannt wird (Abb. 99). Seine Uferlinien lassen sich in verschiedenen Höhen an den Flanken der Berge 300 m über dem Boden des Beckens deutlich ringsherum nachweisen. In Übereinstimmung mit den höchsten dieser Linien führt uns das Bett seines Ausflusses nach N in das Gebiet des Snake-River; der See muß also süßes Wasser enthalten haben. Der Übergang des Klimas von dem feuchteren der Bonneville-See-Zeit zu dem trockenen der Gegenwart hat das Seewasser fast ganz verschwinden lassen, und aus den Absätzen des Seebodens wurde eine trocken liegende Ebene.

Einer der bemerkenswertesten Züge dieser Klimaänderung ist die Schnelligkeit, mit der sie sich im Vergleich mit einer Änderung der Landformen vollzog, und ihre Kürze im Verhältnis zum ganzen Erosionszyklus. Die Kliffe, Strandwälle und Deltas an den Küsten des erloschenen Sees sind noch außerordentlich deutlich erhalten. Dasselbe ist der Fall an einem noch größeren See von sehr unregelmäßigem Umriß im westlichen Nevada (Lahontan-See), und es gilt auch für andere Teile der Erde.

Die Ursachen derartiger Klimaänderungen kennen wir nur wenig, aber ihre Folgen, die darin bestehen, daß große Seen zwischen waldbedeckten Hängen von Wüstenebenen zwischen öden trockenen Bergländern ersetzt werden, sind von größter Bedeutung für die Geographie.

INLANDEIS UND GLETSCHER DER GEGENWART.

20. **Das nivale Klima.** In Gegenden, in denen infolge niedriger Temperatur die in der kalten Jahreszeit gefallene Schneemenge im Sommer nicht wegschmilzt, bildet sich eine mächtige Eis- und Schneeschicht. Diese langlebigen Anhäufungen von Eis bezeichnen wir als „Inlandeis“ und als „Gletscher“.

21. **Struktur und Bewegung des Gletschereises.** Der Übergang von dem Schnee der Oberfläche zu dem Eis am Grund eines Gletschers vollzieht sich mit Hilfe des von Regen und den Schmelzvorgängen stammenden Wassers. Dieses Wasser sickert ein, gefriert, aus dem Schnee wird der körnige „Firn“ und schließlich reines Eis. Die in einem Winter gefallenen Schneemengen bleiben dabei von denen des nächsten Winters durch den Staub getrennt, der in den längeren Niederschlagspausen des Sommers auf den Schnee geweht

wird; es entsteht eine Schichtung, an deren Flächen die Kristalle abschneiden, während sie innerhalb der Schichten miteinander verzahnt sind. Die Bewegungserscheinungen der ganzen Eismasse kommen so zustande, daß die einzelnen Eisschichten von löffelförmiger Gestalt ineinander abwärts gleiten, die oberste am schnellsten. Die Pressungen, welche die Eismasse in den Tälern erleidet, führen dabei zur Faltung und Blätterung der Schichten. Am Ende des Gletschers schneidet die durch Abschmelzen gebildete Oberfläche die Schichten ab, in großen Bogen streichen sie aus. Die Möglichkeit der Verschiebungen an den Schichtflächen wird durch den Druck im Inneren erzeugt, der die Schmelztemperatur erniedrigt, eine Lockerung durch teilweises Schmelzen bewirkt.

Die Bewegung des Eises kann man in der Weise sichtbar machen, daß man eine Reihe Steine gerade ausgerichtet über den Gletscher legt. Nach einem Jahr bereits werden sie alle weiter abwärts und in einem nach oben offenen Bogen liegen.

22. **Typen der Vergletscherung.** Durch die neueren Forschungsreisen ist festgestellt, daß der Südpol der Erde und seine Umgebung von einer mächtigen Eiskappe überzogen wird, die im Victorialand mit 50 bis 60 m hohen Wänden zum Meere abbricht. Bis über den 88.^{0} südl. Br. — an welcher Stelle über 3000 m Höhe erreicht werden — hinaus hat man diese langsam ansteigende Eisfläche gefunden, und es besteht kaum ein Zweifel, daß sie ein einziges Inlandeis mit 1800 km Durchmesser bildet. Im Inneren kriecht die Kappe über ein Land, am Rande schwimmt sie und bricht in mächtigen tafelförmigen Eisbergen ab.

Ganz Grönland ist von einer Eismasse bedeckt, die 500 bis 1000 km breit und 2500 km lang ist. Die ganze unter dem Eis begrabene Landmasse kann als das Bett des Eises angesehen werden, so wie die ganze Oberfläche einer Wüste das Bett der Winde ist, die darüber hinwehen. Das Eis hat eine leicht konvexe Oberfläche und erhebt sich in der Mitte zu 3700 m Höhe. Es verhüllt vollständig das darunter liegende Land, nur am Rande tauchen Bergspitzen über seine Fläche auf, die sog. „Nunatakker", die den Eindruck von Inseln machen. Ein schmaler Streifen an der Küste allein ist ganz eisfrei, aber auch hier schieben sich Gletscher in langen Zungen in die Täler, z. T. bis ins Meer vor, wo sie stellenweise mit 20 bis 80 km Breite endigen. Ihre Vorwärtsbewegung beträgt 6 bis 15 m pro Tag, und wie in der Antarktis bilden sich

auch hier gewaltige Eisberge, sobald der Gletscher ins Schwimmen kommt.

Es ist klar, daß die Betten, in denen diese Gletscher abwärts kriechen — soweit sie deren eigenes erosives Erzeugnis sind — unter den Meeresspiegel hinabreichen müssen. Schmilzt dann das Eis unter der Herrschaft milderen Klimas, so wird sich das Meer in den geleerten Betten weit ins Land hinein erstrecken. In dieser Beziehung wie in so mancher anderen sind die Gletscher den Flüssen ähnlich, denn wenn ein Fluß ins Meer mündet, so ist sein Bett immer bis unter den Meeresspiegel vertieft, und wenn bei einem plötzlichen Übergang zu trockenem Klima der Fluß verschwindet, so wird ein schmaler Meeresarm den unteren Teil seines Bettes erfüllen.

Man hat allgemein angenommen, daß die Gletscherenden, die ins Meer treten, im Meereswasser schwimmen, daß somit diese Eisströme auch nur bis zum Sechs- oder Siebenfachen ihrer Höhe ihre Betten erodieren könnten. Nach den neuen Untersuchungen von Gilbert in Alaska aber scheint es, als ob der Druck eines mächtigen Gletschers so groß ist und infolgedessen die Berührung zwischen Fels und Eis so eng, daß das Wasser nicht unter das Eis eintreten und es also nicht heben kann. Hiernach würde die Tiefe, bis zu der ein Gletscher unter dem Meeresspiegel erodierte, abhängig sein von der Eismasse, die sich in ihm bewegt, und somit vom Klima und der Ausdehnung des Einzugsgebietes. Eine Entscheidung, wieweit das zutrifft, ist noch nicht möglich.

Nansen und Peary haben das Inlandeis von Grönland gekreuzt. Sie berichten übereinstimmend, daß das Innere eine einförmige Schnee- und Eiswüste wäre, auf der es bald taut, wodurch sie unpassierbar wird, bald friert oder sich eine neue Schicht Schnee darüber legt. Ein großer Teil der Fläche ist spaltenlos und erst am Rande, wo die Bewegung hier und da schneller wird als an anderen Stellen, ist das Eis tief zerklüftet.

Die Bewohner von Grönland, die Eskimos, sind auf den schmalen Landstreifen zwischen dem Inlandeis und dem Meere beschränkt.

Einzelne Hochlande in Norwegen sind mit einer Eiskappe bedeckt, die der grönländischen ähnlich ist, von der Eisströme langsam in die benachbarten Täler kriechen (Plateaugletscher).

Die Gletscher des alpinen Typus fließen in zungenähnlichen Eisströmen aus den Schneereservoiren oder Firnmulden an den Tal-

enden zwischen hohen Bergen abwärts (Abb. 100). Die in der „Firnmulde“ am oberen Ende des Tales gefallene Schneemenge, die noch durch Lawinen von den einschließenden Wänden her vergrößert wird, verwandelt sich auf die geschilderte Weise langsam in körniges Gletschereis. Dieses kriecht dann talabwärts und schmilzt ab, wenn es in ein Klima kommt, das milder als das der Ursprungsstätte ist. Das Ende eines Gletschers reicht dabei oft weit



Abb. 100. Gletscher des alpinen Typus im Mittelgrund; mit Moränen. Im Hintergrund Plateaugletscher. Im Vordergrund Aufschüttungsfläche (Sandr) des Gletscherbaches. — Buarbran in Hardanger (Norwegen) 1903.

bis unter die Baumgrenze hinab und kann am Boden der größeren Täler selbst Felder erreichen.

In den Sammelgebieten, den Firnmulden, ist die Oberfläche des Schnees konkav, senkt sich von den Wänden nach der Mitte hin. Hier ist die Bewegung nach innen gerichtet. Wenn man in einer dieser Firnmulden steht, so sieht man, wie ringsumher dunkle Wände und Spitzen sich über den blendenden Schnee erheben, alles öde und stumm. Es scheint, als ob hier die zerstörende Wirkung von Firn und Eis, unterstützt durch das Arbeiten der Verwitterung in den steilen Hängen über dem Eis, eine rückschreitende Erweiterung

der Mulde bewirkt. In der Zunge ist der Eisstrom konvex und drückt außer der Abwärtsbewegung auch ein wenig nach den Seiten. Die im Zug der Isohypsen zutage tretenden Gestaltunterschiede können zur ungefähren Bestimmung der Schneegrenze führen, die etwa da verläuft, wo die nach innen gebogenen Linien der Firnmulde in die nach außen gebogenen der Zunge übergehen.

Ein Gletscher bewegt sich längs der Mittellinie seiner Oberfläche schneller als an den Seiten und dem Boden und gleicht darin einem Fluß. Die Geschwindigkeit alpiner Gletscher beträgt 30 bis 150 m im Jahr; wo das Tal steil wird, ist die Bewegung schneller und das Eis von Spalten durchsetzt. Die Eisblöcke vereinigen sich wieder dort, wo das Gefäll geringer wird, und fließen als Strom weiter.

Ebenso wie der eben angestellte Vergleich der Ähnlichkeiten zwischen Gletschern und Flüssen lehrreich ist, so auch ein solcher ihrer Gegensätze. Dank der großen Beweglichkeit des Wassers fließt ein Fluß selbst bei geringem Gefäll rasch dahin. Der Querschnitt seines Bettes ist nur ein sehr kleiner Teil des ganzen Querschnittes des Tales, das Verhältnis zwischen beiden ist 1 : 1000 oder bis 1 : 10000, der Fluß muß also als kleines Rinnsal gegenüber dem Tal beschrieben werden. Eis andererseits ist relativ steif und unbeweglich; es strömt selbst bei steilem Gefäll nur langsam dahin, und sein Querschnitt muß daher viel größer sein als der eines Flusses, der die gleiche Wassermenge abführt, sein Bett muß einen großen Teil des Tales ausfüllen, die Querschnitte verhalten sich wie 1 : 10 oder 1 : 20. Ein Gletscher muß daher als ein mächtiger langsamer Strom aufgefaßt werden.

Es entspricht diesem Unterschiede, daß die ganze Wassermenge, die der gewaltige, langsam aus den hohen Bergen hinabkriechende Gletscher birgt, durch einen vergleichsweise kleinen Fluß mit rascher Strömung im unteren Tal fortgeführt wird.

In den Alpen ist der Aletschgletscher mit 26 km Länge der größte, im Himalaya und in Alaska gibt es weit längere Eisströme gleicher Art.

In Alaska ist in der Gegend des Mount Elias noch ein anderer Gletschertypus entwickelt, den man als „Vorland-Vergletscherung“ bezeichnet. Dort vereinigen sich die einzelnen Talgletscher zu einem großen Eisfächer, dem Malaspina-Gletscher, am Fuß der Berge. Er ist zwischen seiner Wurzel und dem Meere 40 km lang

und hat an seinem Ende eine Breite von 120 km. Aus tunnelartigen Öffnungen unter dem Eise kommen ganze Flüsse heraus und schütten miteinander verwachsende Deltas ins Meer. Auf dem Eise liegt soviel Schutt, daß ganze Wälder darauf gedeihen können.

23. **Schuttransport und Ablagerung durch Eis.** Die Gletscher drücken während ihrer Bewegung auf ihr Bett; lose Körner und Felssplitter, die im Eise eingefroren fortgeschoben werden, kratzen und ritzen die Felsfläche, große Blöcke, die vielleicht durch Spalten gelockert waren, werden losgerissen und fortgeführt. So streben sie danach, ihre Unterlage glatt zu scheuern. Infolge des Druckes der Eismasse und der beständigen um den Gefrierpunkt schwankenden Temperaturänderungen arbeitet die mechanische Verwitterung unter dem Eise sehr stark und löst Trümmer los, die einfrieren. Von oben bringen Steinfall, Lawinen und Abbrüche von den Wänden ebenfalls Schutt auf den Gletscher, der zum Teil in Spalten einsinkt, zum Teil oben liegen bleibt. Diese ganze Gesteinsmenge, der auch sehr große Blöcke angehören können, trägt der Gletscher mit sich abwärts und setzt sie an seinem Ende ab.

Die Schweizer Bezeichnung als „Moräne" ist für die Schuttprodukte des Eises angenommen worden. Den unter dem Gletscher befindlichen Teil bezeichen wir als „Grundmoräne", sie ist durch den Druck des Eises festgepackt. Der Schutt an der Seite eines Talgletschers bildet die „Seitenmoräne" oder „Randmoräne". Wo sich zwei Gletscher vereinigen, verschmelzen die beiden Randmoränen zu einer „Mittelmoräne". Die unregelmäßigen Schutthaufen am Ende eines Gletschers oder Inlandeises bezeichnen wir als „Endmoräne"; in ihr liegt der Schutt meist lose und wird teilweise von den Bächen des Schmelzwassers fortgespült. Von „fluvioglazial" sprechen wir, wenn glazialer Schutt von strömendem Wasser umgelagert worden ist.

Schmelzwasser und Wasser von Bächen, die in den Gletscher hineinfließen, sammeln sich am Boden des Eises und verlassen es als „Gletscherbach" durch das höhlenförmige „Gletschertor". Der Gletscherbach ist durch die „Gletschertrübe", fein zerriebene Gesteinspartikelchen, gewöhnlich milchig gefärbt. Die Gletscherbäche waschen die Moränen aus, sind daher meist mit Schutt überladen und lagern denselben in Form von Flußaufschüttungsebenen vor den Eismassen ab. Wir bezeichnen solche in diesem besonderen Falle mit dem isländischen Namen „Sandr" (vgl. Abb. 100).

24. Die Erosion durch Eis. Ein vorrückender Gletscher schiebt lockeren Boden vor sich her und stürzt Bäume, die im Wege stehen, um; später wird mit Hilfe des eingefrorenen Schuttes die Felsfläche von ihm geglättet und geschrammt. Darüber hinaus wissen wir nur wenig über den Mechanismus der Erosion durch Eis, da die Bodenfläche naturgemäß der Untersuchung nicht zugängig ist. Dieser Übelstand wird zu einem gewissen Grade dadurch vermindert, daß in einer früheren Zeit einmal Gletscher und Eisdecken weiter gereicht haben, als sie es jetzt tun, wie wir aus den Ablagerungen derselben mit Sicherheit schließen können. Wenn sich innerhalb dieser Zone Formen finden, die nicht auf die Vorgänge normaler Erosion zurückzuführen sind, so haben wir sie als Ergebnisse der Erosion durch Eis zu betrachten.

Für den Vergleich beider sind die schon betonten Ähnlichkeiten und Unterschiede von Gletschern und Flüssen zu beachten. Vornehmlich ist der Gesichtspunkt wichtig, daß wir in einem vergletschert gewesenen Tal das leere Bett des Eisstromes vor uns sehen, während ein leeres Flußbett nur im ariden Gebiet uns sichtbar wird, im humiden die Talwände während der Erosion des Flusses durch andere Vorgänge beeinflußt werden. Es lassen sich somit nur die über der früheren Eisbedeckung gelegenen Hänge mit den Talwänden vergleichen.

Man hat die umgestaltende Wirkung des Eises auch auf die Wirkung der subglazialen Schmelzwasser zurückzuführen versucht. Aber es ist zu beachten, daß in den oberen und mittleren Teilen eines Gletschers nur wenig Wasser vorhanden sein kann, weil die Abfuhr der gefallenen Schneemenge in der Form des Eises erfolgt. In dem unteren Teil eines Gletschers aber, wo infolge der Zunahme des Schmelzvorganges mehr Wasser zur Verfügung steht, ist in den meisten Fällen bei dem präglazialen Zustand des betreffenden Gebirges, wie noch zu erweisen sein wird, das Gefäll so gering, daß die Erosion schon dadurch unwirksam wird. Außerdem aber sind die Gletscherbäche mit Schutt überladen, so daß sie eher aufschütten als einschneiden.

DAS WERK FRÜHERER GLETSCHER UND INLAND-EISDECKEN.

25. Glazial und Eiszeit. Die Zeit einer früheren größeren Ausdehnung der Eismassen der Erde bezeichnen wir als eine „Eiszeit“.

Während ihrer Dauer müssen niedrigere Temperaturen als heute geherrscht haben, während gleichzeitig mehr Schnee als in der Gegenwart fiel. Eine Eiszeit zerfällt in verschiedene Abschnitte des Vorschreitens und Zurückweichens des Eises; von der Zeit vor der Vereisung sprechen wir als „präglazial“, von der zwischen zwei Vorstößen als „interglazial“ und von der Zeit nach der Vereisung als „postglazial“. Landschaften, die einstmals eisbedeckt waren, bezeichnen wir als „vergletschert“ oder „vereist“ gewesen. Wahrscheinlich hat während der diluvialen Eiszeit unserer Breiten eine Verschiebung der Klimazonen nach Süden stattgehabt, so daß jetzt aride Gebiete damals feucht waren, während die Trockenzone weiter im Süden lag.

26. Der Zyklus der glazialen Erosion. Ebenso wie der Zyklus der normalen Erosion in Kapitel V behandelt worden ist, der der Winderosion in der ersten Hälfte dieses Kapitels, und wie der Zyklus der marinen Erosion in dem nächsten Kapitel zu behandeln sein wird, so verlangt der Zyklus glazialer Erosion an dieser Stelle eine Darlegung seiner Grundsätze. Wir stellen uns vor, daß eine gegebene Landschaft sogleich nach ihrer ersten Hebung unter der Herrschaft eines nivalen Klimas mit Schnee und Eis bedeckt wurde, daß das Eis sich die Hänge der Uroberfläche hinabbewegte und konsequente Betten am Boden der Ursenken da erodierte, wo seine Mächtigkeit und Schnelligkeit am größten waren. Ferner, wenn irgendwelche Teile der Oberfläche so hoch gehoben wurden und so steil waren, daß sie anfänglich nicht von Eis bedeckt waren, daß sie doch kräftig von der Verwitterung angegriffen werden und mit der Zeit teilweise mit Hilfe glazialer Erosion an ihrer Basis vollkommen abgetragen werden. Wenn dann keine Bewegung der Landmasse und keine Klimaschwankung eintritt, außer einer solchen, die durch die Abnahme der Höhe von selbst erzeugt wird, so wird die Landschaft mit der Zeit zu einer Oberfläche mit geringen Höhenunterschieden abgetragen werden, die in nicht näher zu bestimmender Tiefe unter dem Meeresspiegel liegt. Ob die Zeit, die für eine derartig vollständige Abtragung durch glaziale Erosion erforderlich ist, länger oder kürzer ist als die eines Zyklus normaler Erosion, ist hier unwesentlich. Der allgemeine Begriff des Zyklus glazialer Erosion erfordert nur eine lange Dauer der Vereisung von einem angenommenen Urzustand an zu einem abzuleitenden letzten Zustand.

Es erscheint gegenwärtig nicht vorteilhaft, die Darstellung eines ungestörten glazialen Zyklus durch die verschiedenen deduktiv ableitbaren Stadien hindurch zu führen. Teils weil unsere Kenntnis der Vorgänge glazialer Erosion durchaus unvollständig ist, noch mehr aber, weil für eine derartige Überlegung als ein Mittel der Erklärung und Beschreibung bekannter Beispiele von Landformen wenig Notwendigkeit vorliegt. Gewiß, es ist wahrscheinlich, daß Grönland gegenwärtig ein fortgeschritteneres Stadium in dem Zyklus glazialer Erosion einer früher höheren Masse darstellt. Aber diese Möglichkeit ist rein spekulativ und braucht nicht weiter erörtert zu werden. Andererseits haben wir viele Beispiele dafür, daß ein glaziales Klima für kurze Perioden, während junger geologischer Zeit, in Landschaften die jetzt und früher ein normales Klima hatten, aufgetreten ist, und daß diese Landschaften, während sie von Gletschern oder Eiskappen bedeckt waren, beträchtliche Formveränderungen erlitten haben, die noch in dem jetzigen Aussehen eine Rolle spielen. Die erklärende Beschreibung dieser Landschaften erfordert sicherlich ein Verständnis glazialer Wirkungen, aber um diesen Zweck zu erreichen, brauchen wir nicht einen vollständigen glazialen Zyklus zu untersuchen, sondern nur die Veränderungen, die durch einen relativ kurzen Wechsel von normalem zu glazialem Klima und umgekehrt hervorgebracht werden.

27. **Methode der Untersuchung.** Um die Wirkungen der Eiszeit auf bestehende Landschaften zu verstehen, müssen wir systematisch in folgender Weise vorgehen. Wir müssen zunächst, so gut es möglich ist, die Form zu bestimmen suchen, welche die vergletscherte Region unter den Vorgängen normaler Erosion in präglazialer Zeit erreicht hat. Wir müssen zweitens die Veränderungen feststellen, die an dieser Form durch glaziale Einwirkung während der Episode der Vereisung hervorgebracht sind, wobei wir unter glazialer Einwirkung alle Vorgänge zusammenfassen, die mit dem Vorhandensein des Eises verknüpft sind; und wir müssen drittens die Veränderungen feststellen, die in den Interglazialzeiten und besonders in der postglazialen Zeit unter der Herrschaft normalen Klimas hervorgebracht worden sind. Diese Methode der Untersuchung der Formen glazialen Ursprunges entspricht derjenigen, die wir für die Formen irgendeiner Landschaft gewählt haben, in der zwei Erosionszyklen auftreten, nämlich wir betrachten zuerst das Stadium, das in dem ersten Zyklus erreicht wurde, dann die Bewegung, die den

ersten Zyklus unterbrach und den zweiten einführte, und schließlich das Stadium, das in dem zweiten Zyklus erreicht wurde. So umfaßte die Beschreibung von Blockbergen zunächst eine Untersuchung über die Form, welche die Landschaft hatte, bevor sie in Schollen zerbrochen wurde. Dann zu zweit eine Angabe der Stellung, welche die gehobenen Schollen einnehmen, und drittens eine Darlegung der Veränderungen, die hinterher durch normale Erosion hervorgebracht wurden. Die hier vorgeschlagene Methode für die Untersuchung einer Landschaft, in der glaziale Einwirkung stattgefunden hat, erfordert in gleicher Weise eine dreifache Überlegung, doch ist in diesem Falle der zweite Punkt nicht die Bewegung der Landmasse gegenüber der Erosionsbasis, sondern die Tätigkeit der Gletscher während eines zeitweilig glazialen Klimas.

Es ist notwendig, zwei ganz verschiedene Fälle zu unterscheiden. Der eine umfaßt die zeitweilige Einwirkung von Talgletschern, die denen gleichen, wie wir sie jetzt in den Alpen und anderen Hochgebirgen sehen, nur daß sie größer waren, in einem Bergland — dirigierte Glazialerosion. Der andere umfaßt die zeitweilige Einwirkung großer Eisdecken, die der Eisdecke gleichen, die jetzt Grönland überzieht — selektive Glazialerosion.

28. Die Ausgestaltung von Bergen durch Gletscher. In vielen Bergketten, die früher einmal in ausgedehntem Maße vergletschert waren, gibt es einzelne Teile, besonders in den Randgebieten, welche keine Zeichen der Eiswirkung zeigen und welche demzufolge auch während der Eiszeit nur den normalen Erosionsvorgängen unterworfen gewesen sind. Es ist häufig der Fall, daß diese nicht vergletschert gewesenen Teile, auch wenn sie aus sehr widerstandsfähigem Gestein bestehen, die runden Gipfel und ausgeglichenen schuttbedeckten Hänge des späten Reifestadiums aufweisen. Erinnern wir uns jetzt daran, daß die ganze Dauer der Eiszeit nur ein Bruchteil eines ganzen Zyklus der Erosion ist, so folgt daraus, daß die Ausgestaltung dieser spätreifen randlichen Teile nahezu ebensoweit in präglazialer Zeit vorgeschritten war, als sie es gegenwärtig ist. Der Schluß ist also erlaubt, daß die ganze Gebirgskette, soweit sie ihre gegenwärtige Höhe gegenüber der Erosionsbasis zur selben Zeit erhielt wie die nicht vergletschert gewesenen Teile, ebenfalls im allgemeinen reife bis spätreife Formen in präglazialer Zeit aufgewiesen hat.

29. **Die präglazialen Alpen.** In dem Beispiele der Alpen geben die wohlgerundeten Kämme und ausgeglichenen Hänge vieler nicht vergletschert gewesener Züge, die wie in der Nachbarschaft von Ivrea am Südrande des Gebirges aus außerordentlich widerstandsfähigen Gesteinen bestehen, die Sicherheit, daß die Alpen als Ganzes zum mindesten das Reifestadium der Erosion in präglazialer Zeit erreicht hatten, d. h. daß die größeren Täler breit geöffnet waren mit ebenem ausgeglichenem Talboden, der nur mäßiges Gefäll hatte und keine Seen mehr aufwies, daß alle Seitentäler die Haupttäler gleichsohlig erreichten, wie es überall auf der Erde in normal reif zerschnittenen, nicht vergletschert gewesenen Bergländern der Fall ist. Ferner verzweigten sich alle diese Täler aufs feinste zu ihrer Quelle hin und wiesen von hier an abwärts ein gleichmäßig abnehmendes Gefälle bis zum Unterlauf auf. Die Bergflanken waren allgemein zu ausgeglichenen Hängen abgetragen, in denen hier und da wohl auch noch Gesteine riffartig heraussahen, aber die wenig steile Wände mehr enthielten. Die Täler hatten infolgedessen einen V-förmigen Querschnitt da, wo die präglaziale Erosion nicht über die scharfgeschnittenen Formen der frühen Reife hinausgekommen war, wo dagegen die Spätreife erreicht war, da war der Querschnitt der Täler ein ◡ mit langsam fallenden Hängen und gerundetem Boden. Die Kämme und die Gipfel schließlich wiesen entweder die mäßige Zuschärfung auf, die man heute in einzelnen reifen, nicht vergletschert gewesenen Gebirgen wahrnimmt, oder die gerundeten Formen der Spätreife nicht glazial umgestalteter Bergländer.

Es ist in hohem Maße wahrscheinlich, daß als Folge einer mäßigen allgemeinen Erhebung gerade vor Beginn der Eiszeit alle Flüsse begonnen hatten, enge junge Täler in ihre reifen Talböden einzuschneiden. Es ist das aus dem Vorkommen grober Schotter in der Umgebung der Alpen an der oberen Grenze der Pliozänformation nachweisbar. Andere Abweichungen von der sonst reifen Gestalt fanden sich wahrscheinlich in denjenigen höheren Teilen des Gebirges, die auch vor der Zeit der allgemeinen Vereisung bereits kleine Gletscher trugen, die den heutigen ähnlich waren. Insoweit solche Gletscher keine bemerkbaren Einflüsse auf die Bergform ausübten, können sie hier vernachlässigt werden, und was die Formen anbetrifft, die diese kleinen Gletscher bereits in präglazialer Zeit gebildet hatten, die glazialer Erosion eigentümlich sind, so werden diese in dem nächsten Abschnitt zu betrachten sein.

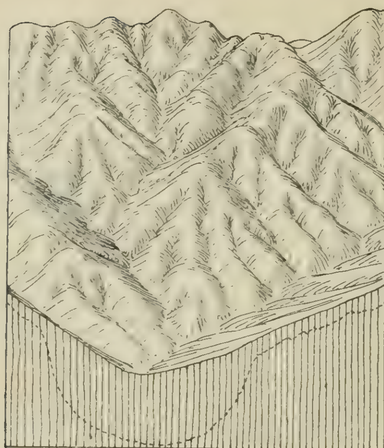


Abb. 101. Von normaler Erosion reif zerschnittenes Gebirgsland

30. Die Umformung reifer Berge durch Gletscher. Wir nehmen jetzt den Fall an, daß ein von normaler Erosion reif zerschnittenes Gebirge (Abb. 101) als Folge einer kleinen Klimaschwankung zu niedrigen Temperaturen hin von Schneefeldern in seinen höheren Teilen überzogen wird, aus denen Gletscher verschiedener Größe in die Täler hinabkriechen (Abb. 102). Daß dann, nachdem dieser Zustand eine im Vergleich zu einem ganzen Zyklus der Bergerosion kurze Zeit gedauert hat, ein anderer Klimawechsel zu höherer Temperatur hin die Gletscher allmählich verschwinden läßt. Wenn, wie es von manchen Beobachtern angenommen wird, die Gletscher nur wenig Erosionskraft hätten, dann müßten die Täler, die sie eingenommen haben, nach ihrem Verschwinden keine bedeutende Formveränderung aufweisen. Gewiß müßten die losen Schuttmassen der Präglazialzeit fortgeschoben und die festen Gesteine müßten zugerundet und gekritzt worden sein, Moränen müßten in den unteren Tälern liegen. Aber diese Veränderungen würden im Vergleich mit der präglazialen Erosion der Täler sehr gering sein. Bei dieser Annahme würden die von Eis geleerten Täler keine großen Abweichungen von der Normalform aufweisen, die sie in präglazialer Zeit gehabt haben. Der Zustand normaler Erosion würde wiederhergestellt sein, die von Eis überzogenen Felsen würden

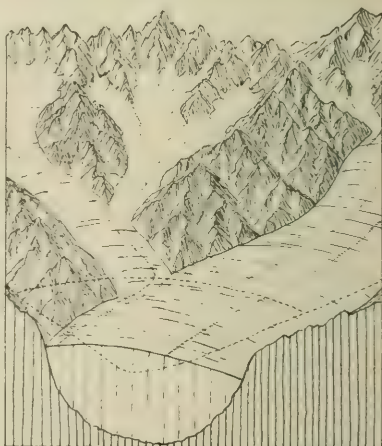


Abb. 102. Ein normal reif zerschnittenes Gebirgsland während einer Eiszeit nach längerer Dauer derselben.

wieder verwittern und mit kriechendem Schutt bedeckt werden, die Moränen fortgespült, bald würden alle Zeichen der einstmaligen Vergletscherung verschwunden sein.

Tatsächlich aber treten überall in den Alpen zwischen den äußersten Moränen und den heutigen Gletschern Formen auf, die in erheblichem Ausmaß Abweichungen von denen des normalen Zyklus zeigen. Über kilometerbreiten aufgeschütteten Talböden ragen übersteile Wände auf, von denen die Nebenflüsse in Wasserfällen hinabstürzen; anderswo sperren Felsriegel, hinter denen Seen liegen, das Tal, in Schluchten und Klammen werden sie von den Flüssen zersägt, deren Gefälle ganz unausgeglichen ist. Das sind einige der auffallendsten abweichenden Formen; wir betrachten sie in Gruppen zusammengefaßt.

31. Glaziale Tröge. Wenn ein lebhaft abwärts kriechender Gletscher von einem Tal mit V-förmigem Querschnitt Besitz ergreift, wird das Eis unter der Annahme, daß die Gletscher wirksamer erodieren als Flüsse gleicher Größenordnung, das Tal, soweit als es von ihm eingenommen wird, erweitern nnd vertiefen und einen steilwandigen Trog mit rundem Boden schaffen, der seiner mächtigen Strömung am besten zusagt (Abb. 103, 104). Es ist wichtig hervorzuheben, daß der Übergang aus dem V-förmigen normalen Tal zu dem rundbodigen glazialen Trog nur langsam vollendet wird; eine kurze Dauer der Eiseinwirkung läßt den Trogboden uneben mit vielen Buckeln und Wannen, die durch die größere oder geringere Widerständigkeit der Gesteine in ihrer Anlage bestimmt sind. Je länger das Eis einwirkt, desto vollständiger zerstört es die Buckel und erzeugt einen gut gerundeten Trog. Eine kurze Einwirkung, während welcher der ausgeglichene präglaziale Talboden lebhaft vertieft wird, führt zur Hervorbringung vieler Ungleichmäßigkeiten im Gefälle. Hier haben wir beispielsweise ein

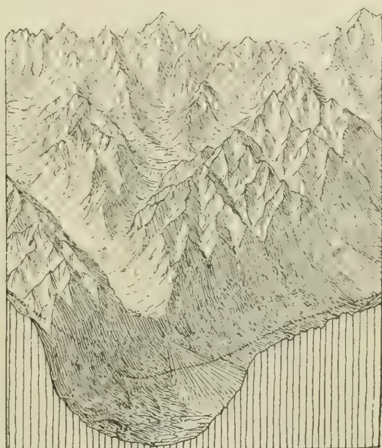


Abb. 103. Ein normal reif zerschnitten gewesenes Gebirgsland nach einer längeren Eiszeit.

plötzliches Steilwerden, wo weichere Gesteine talab von härteren vorkommen, dort ein flaches Becken, wo sie oberhalb harter Riegel auftreten. Eine gewisse Zeit ist naturgemäß auch erforderlich, bevor die Ungleichmäßigkeiten des Trogbodens ihr größtmögliches Ausmaß erreichen. Ist diese Zeit vorbei, so werden die felsigen steilen Partien allmählich erniedrigt und talauf zurückschreiten. Die Böden der Becken werden abgetragen und schließlich kann ein fast ebener Trogboden erzeugt werden, wohl ausgeglichen zum Ende des Gletschers hin, das als lokale Basis für seine erosive Tätigkeit dient.



Abb. 104. Glaziales Trogtal.

Die Seiten eines jungen Troges werden bemerkenswerte Unregelmäßigkeiten aufweisen, besonders da, wo Reste seitlicher Sporne noch nicht abgeschnitten sind. Ein reifer Trog dagegen hat gerade verlaufende Hänge, und wie stark auch immer die über dem Eise gelegenen Talwände durch Sporne und Schluchten gegliedert sein mögen, immer werden die Sporne durch die steilen Trogwände in dreieckigen Facetten abgeschnitten. Nachdem ein Trog seine größtmögliche Tiefe erreicht hat, wird seine Breite noch langsam zunehmen, und die Verwitterung über dem Eise wird dann seine Wände weniger steil machen, als sie es waren, während die Vertiefung noch lebhaft vor sich ging. Während also ein junger Trog U-förmig aussieht,

wird ein reiferer Trog eher einem rundbogigem V gleichen. Während des ganzen Vorganges der Verbreiterung des präglazialen Talbodens zu einem glazialen Trog werden die Hänge des Troges steiler sein als die Hänge über dem Eise. Ein mehr oder weniger scharfer Gehängeknick oder eine „Schulter" muß daher an der Stelle erwartet werden, wo die Trogwand mit ihrem oberen Rande die höheren Hänge schneidet. Als Folge der fortschreitenden Vertiefung und Verbreiterung des Troges muß die Oberfläche eines Gletschers von konstanter Eisführung unter ihre ursprüngliche Höhe sinken und sich dadurch von den höheren Teilen der Talwände zurückziehen, auf die das Eis ursprünglich eingewirkt hat. Wir müssen daher Zeichen glazialer Einwirkung noch in größerer Höhe finden können, als die Trogwände erreichen.

32. **Haupt- und Nebengletscher.** Wir können uns vorstellen, daß während des Fortschreitens glazialer Erosion ein großer Hauptgletscher seinen Trog so rasch vertieft, daß ein kleiner Nebengletscher eine Zeitlang nur als ein Eisfall in ihr einmünden kann. Aber wenn der Haupttrog ungefähr so weit vertieft ist, als er überhaupt werden kann, dann geht die weitere Vertiefung nur sehr langsam vor sich, während die Vertiefung des Seitentrogs noch immer fortschreitet. Schließlich verschwindet der Eisfall an der Mündung des Nebengletschers, und Neben- und Hauptgletscher vereinigen sich mit gleich hochliegender Oberfläche, obwohl auch dann noch das Gefäll des Nebengletschers viel steiler sein kann als das des Hauptgletschers. Aber wenn die Oberflächen des Eises auch ohne jede Stufe ineinander übergehen, so sind doch die Betten der Tröge so lange ungleich tief, als die beiden Gletscher ungleich groß sind. So wie der Boden eines Nebentroges ungleichsohlig in den Boden des Haupttroges mündet, so mündet das Bett eines Nebentroges zweiter Ordnung ungleichsohlig in das Bett des Nebentroges erster Ordnung, es „hängt", oder, wie man auch sagt, hat eine „Stufenmündung" (Abb. 103).

33. **Talschlüsse: Die Kare.** Wir nehmen an, daß die Eiserosion schneller wirkt als normale Erosion. Dann wird das seitliche und rückschreitende Verbreitern der oberen Teile von Tälern, soweit sie von Gletschern eingenommen sind, zu einer Verbreiterung und einem Zusammenwachsen benachbarter Talschlüsse führen, in immer steigendem Betrag, je mehr die Zeit vergeht. In dem Maße als die Talschlüsse zu amphitheatralischer Form erweitert werden, werden die unterschnittenen, über dem Eise liegenden Berge durch die

Verwitterung zugeschärft. Die ausgeglichenen Talschlüsse einer präglazialen Berggruppe werden dadurch in mit Schnee und Eis gefüllte „Kare“ verwandelt. Zur gleichen Zeit kann die Vertiefung des Karbodens verschiedene Riegel und Becken schaffen, je nach der Widerstandsfähigkeit der Struktur des Gesteines. Solange solche Riegel in den Karböden erhalten bleiben und benachbarte Kare noch durch unzerstörte über dem Eise liegende Rücken getrennt sind, die noch wenig gegenüber ihrer präglazialen Form verändert wurden, können die Kare als im jugendlichen Stadium der Entwicklung stehend betrachtet werden.

Mit fortschreitender Aushöhlung wird mehr und mehr von der präglazialen Form vernichtet, bis die Hänge benachbarter Kare sich schneiden und den ausgeglichenen Rücken in einen scharfen „Grat“ verwandeln. Mit der Zeit wird jede Spur der präglazialen Berggipfel zerstört und durch eine zugeschärfte Spitze mit radial ausstrahlenden Graten ersetzt als Ergebnis der Arbeit rückschreitender Eiserosion in den Karen und der Verwitterung über dem Eise. Die Spitze ist dann naturgemäß von viel geringerem Volumen und etwas geringerer Höhe als der präglaziale Berg, aus dem sie herausgeschnitten ist. Zur selben Zeit werden die Stufen in dem Talboden abgetragen und ein langsames Gefälle erzeugt. Dieses Stadium möge die Reife der Karentwicklung bezeichnen. Bei noch länger dauernder Vereisung können die zugeschärften Spitzen und schmalen Grate nahezu oder ganz zerstört werden und dadurch der präglaziale Berg zu einer Plattform abgeschnitten werden, die etwas niedriger liegt als die Schneegrenze. Wir betrachten dies als das Altersstadium der Karentwicklung. Wenn das Talende, in welchem ein Kar sich entwickelt, einem nahegelegenem Haupttal tributär ist, so wird der breite Karboden über dem Boden des tiefen Troges hängen, der in dem Haupttal eingeschnitten ist (Abb. 103).

34. **Überfließgletscher.** Ein Gletscher von großer Mächtigkeit kann, wenn er sich dem Rande des Gebirges, dem er angehört, nähert, die Lücken in den Bergen übersteigen, die sein Tal einschließen. Er wird dann Gletscher abgeben, die in die benachbarten kleineren Täler überfließen, die selbst keine Gletscher enthalten. Der Paß, in dem das Überfließen stattfindet, wird abgetragen, und das Tal, in das der Gletscher eingedrungen ist, wird mehr oder weniger eine Trogform erhalten, entsprechend der Größe des Überfließgletschers und der Dauer der Vereisung.

35. **Gegensatz normaler und vergletschert gewesener Bergformen.** Wir nehmen jetzt an, daß das kältere Klima, durch welches eine Bergkette mit Eis überzogen wurde, milder wird und die Gletscher verschwinden. Die Kare und Tröge, die durch die Gletscher ausgehöhlt sind und unter dem Eis verborgen lagen, solange die Gletscher bestanden, werden jetzt vollständig sichtbar; ebenso die zugeschärften Spitzen und Grate über ihnen (Abb. 103). Alle diese Formen stehen im auffallenden Gegensatz zu denen, die durch normale Erosion hervorgebracht sind (Abb. 101). Sie können also nicht der gewöhnlichen Wirksamkeit normaler Vorgänge zugeschrieben werden. Die Spitzen und Grate sind nicht nur schärfer als ähnliche Formen normaler Skulptur, sondern ihre Zuschärfung ist auch absolut unvereinbar mit der Breite der Karböden unter ihnen; denn wenn Talschlüsse in dem späten Stadium eines normalen Zyklus breit offen sind, so sind die benachbarten Spitzen und Formen ganz sicher gut gerundet, wenn nicht zufällig irgendwelche scharfe Form durch Hervortreten von starken Härteunterschieden bedingt wird. Die Kare haben, wenn sie noch nicht vollreif sind, Felsstufen in ihren Böden, welche nicht mit der Breite dieser Böden übereinstimmen; wenn sie reif sind, ist wieder die Breite mit dem geringen Gefäll des Bodens unvereinbar, mit den scharfen Formen darüber und mit der Stufe, mit der sie in den Haupttrog münden.

Die Tröge andererseits haben eine Breite, die nicht mit der Steile ihrer Wände im Zusammenhange steht; die Schulter an dem oberen Ende des Troggehänges ist unabhängig von der Struktur des Gesteins und nicht durch normale Vorgänge zu erklären. Wenn die Tröge noch so wenig breit sind, daß sie Felsstufen haben, so gleichen sie doch den unausgeglichenen Tälern normaler Erosion keineswegs, denn solche Täler sind eng; und noch weniger breiten Tälern normaler Erosion, denn diese haben wieder ein gleichmäßiges Gefälle und keine Stufen. Der Tiefenunterschied zwischen Zweig- und Haupttrogboden, anfangs unter dem Eis verborgen, wird eine bemerkenswerte Form, nachdem das Eis verschwunden ist, denn wenn die Gletscher eine Mächtigkeit von 100—200 oder noch mehr Metern erreichen, kann das Hängen eines kleinen Seitentrogs über einem breiten Haupttrog mehrere 100 Meter betragen. Solcher Unterschied zwischen weit offenen Trögen ist absolut nicht durch irgendeinen Vorgang normaler Strombelebung durch Aufwölbung zu erklären; er ist aber eine notwendige Folge glazialer Erosion.

Wir schließen aus alledem, daß, wo Formen dieser Art vorkommen, und besonders wenn sie in der systematischen Vereinigung, wie wir sie hier auseinandergesetzt haben, vorkommen, normale Erosion keine genügende Erklärung gibt, daß sie vielmehr nur durch lebhafte glaziale Erosion erklärt werden können.

36. Seen in vergletschert gewesenen Tälern. Eines der bezeichnendsten Merkmale eines glazialen Troges ist, daß sein Bett an einer Stelle etwas mehr vertieft ist als an einer anderen, und daß daher nach dem Verschwinden des Gletschers das Bett Felsbecken haben wird, die zu dem Trog ungefähr in demselben Verhältnis stehen wie die kleinen Vertiefungen im Boden eines Flußbettes zu dem Fluß. Weder in einem Flußbett noch in einem Gletscherbett sind solche Becken ein Maßstab der vollen Erosionsarbeit, sondern nur ein Hinweis auf den Überschuß der Erosion an einer Stelle gegenüber der an anderer.

Die Becken, welche die Eiserosion erzeugten, sind von vergleichsweise geringer Größe in den Karböden, größer in den Haupttrögen und, wie zu erwarten, am stärksten am Ende der großen Tröge, wo der Vertiefung die Ablagerung folgt. Nach dem Verschwinden des Eises werden die Becken in den Trogböden von Wasser eingenommen und bilden Seen, ungefähr wie die Vertiefungen in einem Flußbette von kleinen Weihern eingenommen werden, wenn in einer ariden Landschaft die Wassermengen eines periodischen Flusses versiegen. Diese Weiher werden selten in die kleinen hängenden Betten der Zuflusses sich ausdehnen, ähnlich den Seen, welche die Becken eines reifen glazialen Troges einnehmen, und sich selten in die hängenden Seitentröge ausdehnen; sie haben vielmehr im Gegenteil einfache seitliche Uferlinien, weil ein reifer glazialer Trog gerade Seiten hat. Diese Eigenschaften sind von besonderer Bedeutung, denn sie gewähren uns Anhaltspunkte zur Unterscheidung von Seen, welche die Becken glazialer Tröge einnehmen, von den Seen, die Becken normaler verbogener Täler erfüllen. Ein See der letzten Art muß, wie bereits erwähnt, ebensoviel seitliche Buchten aufweisen, als das Haupttal Seitentäler hat. Der erstere kann keine seitlichen Buchten haben, außer in dem Falle, wo der Wasserspiegel hoch genug ist, um in hängende Seitentäler eintreten zu können; in diesem Falle wird die plötzliche Vertiefung des Seebodens da, wo die Bucht in den Hauptkörper des Sees mündet, seinen besonderen Charakter enthüllen.

37. **Die normale Erosion der Postglazialzeit.** Nachdem die großen Gletscher der Eiszeit verschwunden und die verschiedenen Formen glazialen Ursprunges, die soeben beschrieben sind, enthüllt waren, werden die Vorgänge der Verwitterung und Stromerosion wieder in normaler Weise fortgesetzt.

Die steilen Gipfel, die Grate und Karwände werden kräftig vom Wetter angegriffen, wie sie es auch während des Bestehens der Gletscher oberhalb des Eises werden. Nach dem Verschwinden der Gletscher wird der Schutt der höheren Teile der Gehänge nicht mehr länger wirksam fortgeführt werden; er häuft sich am Fuß der Wände an und bedeckt in Form von Schutthalden von wechselnder Größe den Boden der Kare. Die kleinen Seen der Karbecken werden durch Schutt ausgefüllt, die Felsriegel, welche den See aufstauen, werden von seinem Ausfluß in einer Schlucht durchschnitten. Die übersteilen Wände der übertiefen Tröge werden wirksam durch die Verwitterung angegriffen; an ihrem Fuß bilden sich Schutthalden, die die Trogböden verschütten. Große und kleine Bergstürze sind häufig; die abgestürzten Massen, vollständig zerrüttet, bilden größere Schranken auf den Trogböden, wo sie vielleicht fälschlich als Moräne angesehen werden, wenn man nicht beachtet, daß ihr Material lokalen Ursprungs ist und von einer Seite des Tales stammt, anstatt wie bei einer Moräne aus verschiedenen Gebieten des Talschlusses zu kommen. Die Flüsse sehen sich in die Lage versetzt, ihre Betten wieder ausgleichen zu können. Sie schneiden lebhaft Schluchten in die Stufen der Trogböden und in die Felswände ein, mit denen kleine Trogböden über größeren hängen; unterhalb solcher Schluchten bilden sich Schuttkegel, deren Gefäll von dem Verhältnis der Tragkraft zur Menge und Stärke des Schuttes, den der Fluß bringt, abhängig sind. Die Seen in den Trogböden werden durch Deltas ausgefüllt, besonders an ihrem oberen Ende, wo der größte Strom eintritt und wo das Wasser am flachsten ist. Die Flüsse, die aus dem See ausströmen und keinen Schutt mit sich führen, nehmen losen Schutt aus den Endmoränen und den Kiesflächen auf, die an dem Ende der früheren Gletscher abgelagert waren; die Flüsse werden dabei die Moränen zerschneiden und die flachen Böden der Kiesflächen terrassieren. Je nach dem Fortschritt aller dieser normalen Vorgänge kann die Arbeit postglazialer Zeit als sehr jung oder sich der Reife nähernd beschrieben werden.

38. Der Wechsel der Eiszeit. Geologische Untersuchung hat festgestellt, daß die Eiszeit aus verschiedenen glazialen Epochen besteht, die durch interglaziale Epochen getrennt wurden, von denen jede länger war als die bis jetzt verstrichene postglaziale Zeit. So muß die vollständige erklärende Beschreibung eines vergletscherten Berglandes wenn möglich dem mehrmaligen Wechsel normaler und glazialer Erosion Rechnung tragen, soweit ihre Wirkungen in den jetzigen Formen sichtbar sind. Dies ist in der vorliegenden elementaren Darstellung nicht möglich. Die folgende kurze Aufführung der jetzigen Formen früher vergletscherter Berge wird daher nur solche Formen aufführen, als augenscheinlich glazialen Ursprungs sind, ohne den Versuch zu machen, zwischen den verschiedenen Epochen der Vereisung zu unterscheiden.

39. Beispiele vergletschert gewesener Bergländer. Viele kleine Gebirge Europas, in denen Formen normalen Ursprungs vorwiegen, besitzen hier und da einzelne Kare, in denen die Rück- und Seitenwände jetzt lebhaft verwittern und sich an ihrem Fuß mit Schutthalden umhüllen, dadurch anzeigend, daß die Kräfte, welche die Kare aushöhlten, jetzt verschwunden sind. Der felsige Boden der Kare hat wenig Gefäll, ganz anders wie der Boden der benachbarten steilen Täler; um den Ausgang des Kares läßt sich ein mehr oder minder deutlicher Moränenwall verfolgen, von dem aus sich Kiesablagerungen in die benachbarten Täler erstrecken.

Solche Bergländer, das Riesengebirge ist eins der besten Beispiele, müssen wir daher erklären als zum größten Teil einmal reif zerschnitten durch normale Vorgänge, dann als lokal und kurz vor nicht langer Zeit vergletschert gewesen. Wäre die Vereisung ausdehnter gewesen, so wären alle Talschlüsse in Kare umgebildet worden, alle runden Gipfel wären mehr oder weniger zerstört. Wäre das Bergland vor langer Zeit vergletschert gewesen, so wären ihre Spuren durch die normale Erosion völlig vertilgt worden. Unsere obige Beschreibung trifft also die wichtigsten Züge.

Einzelne Teile unserer Ostalpen, z. B. die Karawanken, das Murgebiet haben eine Vergletscherung von mäßiger Stärke durchgemacht. Die nicht vergletschert gewesenen Teile zeigen die runden Rücken und Gipfel, die ausgeglichenen Hänge und die gleichsohlig verzweigten Täler normaler reifer Bergländer. Die höheren Berge aber besitzen daneben Kare mit flachen Böden und steilen Wänden, an denen sich Schutthalden anhäufen. Stellenweise sind zwischen den

Karen noch die rundlichen Gipfel und ausgeglichenen Hänge der früheren Form erhalten, anderswo treten sie so dicht zusammen, daß nur noch scharfe Grate und Spitzen stehen geblieben sind. Abwärts der Kare finden sich wohlentwickelte Tröge mit übersteilen Wänden und einer Schulter; die kleineren hängen gegenüber den größeren. Die Felsbecken sind von Seen und Sümpfen eingenommen. Auch hier sind die postglazialen Veränderungen gering, die Vergletscherung liegt also nicht weit zurück.

40. **Die Alpen.** Die Formen glazialen Ursprungs sind in den meisten Teilen der Alpen außerordentlich klar ausgeprägt, besonders im Vergleich zu denen der nicht vergletschert gewesenen Teile, die uns sorgfältige Beobachtung erschlossen hat. In der Tat, ehe man nicht ein klares Verständnis für die wichtigsten Formen nicht vergletschert gewesener Berge in ihrer systematischen Anordnung gewonnen hat, sollte man nicht an das Studium der Abweichungen von der Normalform, wie sie die glazialen Gebilde sind, herangehen.

Kare sind reichlich und in verschiedenen Wachstumsstadien entwickelt. In der gewaltigen Masse des Montblanc haben die Kare, die noch jetzt von Gletschern eingenommen werden, noch nicht die domförmige Gestalt des Berges völlig zu zerstören vermocht. In unzähligen Fällen aber sind die Kare während der Eiszeit so vergrößert worden, daß ihnen die gesamte präglaziale Gipfelform zum Opfer gefallen ist. Manchmal erheben sich noch zugeschärfte Spitzen und radial verlaufende Grate zwischen ihnen, anderswo sind diese Grate auch schon zu niedrigen Rücken abgetragen. Diese Verschiedenheiten weisen auf Unterschiede der präglazialen Form hin, die an einer Stelle bessere Bedingungen für die Entwicklung und Erweiterung der Kare bot als an anderen.

Klar erkennt man glaziale Tröge mit übertieften Böden und übersteilen Wänden in all den größeren Tälern, in denen große Gletscher abwärts strömten, um sich stellenweise bis auf das Vorland auszubreiten. Überall sind hängende Seitentröge kenntlich, und wie ein Seitental 1. Ordnung über dem Haupttrog hängt, so hängen die 2. Ordnung über den Seitentälern 1. Ordnung. Aus den Trogböden erheben sich Felsbuckel, vielleicht stellenweise Reste unzerstörter präglazialer Sporne. Angesichts der Überfülle deutlicher Anzeichen starker Glazialerosion ist es unlogisch, stillschweigend anzunehmen, daß solche Buckel präglaziale Formen seien, und sie dann als ein

Beispiel dafür anzuführen, daß Gletscher keine Felserosion ausüben könnten.

Die postglaziale Erosion ist überall im Vergleich zu der glazialen selbst noch gering. Schuttkegel schieben sich gelegentlich über den Boden eines Troges vor und treiben den Fluß an den Fuß des entgegengesetzten Hanges. Aber auch in solchem Fall ist der Boden des hängenden Troges, unter dem der Schuttkegel sich bildet, erst wenig durch die neue Schlucht angegriffen, in der der Zufluß eine gleichsohlige Verbindung mit dem Hauptfluß zu erreichen strebt. Deltas wachsen rasch von oben her in die größeren Seen hinein, aber die Hauptmenge der Wasserfläche ist noch erhalten.

Das Aussehen der größeren Seen in den Endteilen der Tröge ist genau dem entsprechend, wie es in reif glazial ausgehöhlten Trögen zu erwarten ist, vor allem sind die Ufer nicht gebuchtet. Die unregelmäßigen Umrisse des Vierwaldstätter und Luganer Sees sind nicht durch die Verbiegung normaler Täler erzeugt, sondern, wie jetzt klargestellt ist, durch das zusammengesetzte Gletschersystem, das ihre Tröge ausgehöhlt hat. Die Tiefe vieler der Seen zeugt für einen großen Betrag der Felserosion; der Betrag der erforderlichen Aushöhlung wird dadurch nicht verringert, daß man ihn der präglazialen Erosion normaler Täler zuschreibt, die dann zur Beckenform verbogen wurden. Immer aber ist die Austiefung des Beckens nur ein kleiner Teilbetrag der gesamten glazialen Erosion, wenn man an den ganzen Trog denkt, der sich oberhalb der Seen weit ins Gebirge erstreckt.

Unterhalb der Seen liegen Endmoränen. Diejenigen, die den Gardasee einschließen, oder die, welche den felsbodigen Trog der Dora Baltea außerhalb Ivrea umgeben, gehören zu den besten Beispielen der Art. Aber wie groß diese Moränenberge auch sind, der in ihnen angesammelte Schutt ist nur ein kleiner Teil der gesamten Menge, die aus den Karen und Trögen entfernt worden ist. Der größere Teil liegt in den Aufschüttungsebenen außerhalb der Moränen und ist schon weiter als Schlamm ins Meer gespült.

41. Norwegen. Die überraschendsten Formen glazialen Ursprunges in Norwegen sind die großartigen Felswände der reif ausgehöhlten glazialen Tröge, die oft ununterbrochen viele Kilometer weit hinziehen. Großartige Wasserfälle rauschen die Wände von den breit geöffneten Hängetälern aus hinab; aber trotz ihrer Heftigkeit haben sie bis jetzt noch kaum damit begonnen, Schluchten

einzuschneiden. Dasselbe gilt von den großen Wasserfällen und Stromschnellen an den Felsstufen, welche das Gefäll der Hauptströge noch oft unterbrechen. So scheint es hier wiederum, wie in dem Fall der Alpen und des Felsengebirges, daß die subglaziale Flußerosion nur vergleichsweise wenig geleistet hat. Sehr eindrucksvoll sind die tiefen Fjorde oder Meeresarme, die so viel von den Trögen einnehmen, als unter dem Meeresspiegel liegt. Ihre glatten Uferlinien, die denen der Alpenseen gleichen, bezeugen aufs wirksamste den glazialen Ursprung der Tröge, die sie ausfüllen; denn wenn die Fjorde sich auch gelegentlich verzweigen, so ist die Zahl dieser Verzweigungen doch gering, verglichen mit der Zahl der seitlichen Zuflüsse, die sie aus den hängenden Tälern erhalten; und wo sie sich doch verzweigen, da haben Lotungen einen tiefen Unterschied zwischen Zweig- und Hauptfjord enthüllt, gerade wie ihn glaziale Erosion fordert und wie ihn kein anderer Vorgang erklären kann. Was die große Tiefe der Fjorde anbetrifft, die manchmal 500 oder 1000 m übersteigt, so mag sie z. T. zurückzuführen sein auf ein postglaziales Untertauchen, von dem man ein Anzeichen in dem Auftreten von Bänken mit Flachwassermuscheln in jetzt tiefem Wasser erblickt; es fehlt indessen auch nicht an Spuren einer postglazialen Hebung in Form gehobener Uferlinien, die anzeigen, daß wenigstens während der letzten Stadien der Eiszeit das Land niedriger lag, als es jetzt der Fall ist. In jedem Fall haben wir guten Grund anzunehmen, daß der größere Teil der Tiefe der Fjorde glazialer Erosion unterhalb des Meeresspiegels und dem Eindringen des Meereswassers in die glazialen Tröge, als das Eis fortschmolz, zugeschrieben werden muß.

42. **Die geographische Einwirkung eines Inlandeises.** Große Eisdecken, die sich während einer vorübergehenden Periode kälteren Klimas in Landschaften mit heftigem Schneefall anhäufen und sich nach allen Richtungen in Landschaften mit weniger schneereichem Klima ausbreiten, wirken auf zweierlei verschiedene Weise. Nachdem sie fortgeschmolzen sind, vielleicht infolge einer Rückkehr milderen Klimas, lassen sie ihre zentralen und peripheren Landstriche in ganz verschiedenem Zustand zurück. Das Zentralgebiet, wo das Eis hauptsächlich zerstörend wirkte, wird von seinem präglazialen Boden befreit, und seine Gesteine, die in einem unbekannten Maße abgerieben werden, bleiben kahl und wüst. Die randlichen Teile, in denen das Eis hauptsächlich aufbauend gewirkt

hat, sind mit Decken ungeschichteter glazialer Sedimente von Kies und Sand bedeckt, durch welche die präglazialen Landformen mehr oder minder vollständig verhüllt werden.

Finnland im nördlichen Europa, und die Laurentischen Hochlande im östlichen Kanada in Nordamerika sind Landschaften, in denen Inlandeisdecken hauptsächlich erosiv tätig waren, und zwar in junger geologischer Zeit. Beide bestehen sie aus gestörten kristallinen Gesteinen; beide scheinen sie in präglazialer Zeit lange der normalen Verwitterung und Erosion ausgesetzt gewesen zu sein und sind demzufolge zu sehr geringem Relief abgetragen. Es überzog sie damals eine mächtige Decke verwitterter Böden lokalen Ursprungs, und sie wurden durch alte Flüsse entwässert, welche gewundene Läufe durch vollständig ausgeglichene, breite Talböden verfolgten. Die zerstörende Tätigkeit des Inlandeises führte die präglazialen Höhen fort, trug das darunter liegende Gestein ab, rundete die härteren Teile zu geglätteten Buckeln zu und höhlte die weicheren zu flachen Becken aus. Während des Zurückweichens des Inlandeises wurden mehr oder weniger Geschiebe an seinem Rande abgelagert oder von den Schmelzwässern vom Rande fortgespült, besonders in die Senken hinein; aber noch heute besteht ein großer Teil der Oberfläche aus kahlem Gestein. Diese Landschaften sind durch den Verlust ihrer Böden verarmt.

Wenn die Landschaft wieder unter die Herrschaft normaler Vorgänge kommt, wird die Tätigkeit der Verwitterung sofort beginnen und wird mit der Zeit die zugerundeten Buckel zerstören; aber da weder in Finnland noch in Kanada in dieser Richtung bis jetzt Erhebliches geschehen ist, so müssen die postglazialen Veränderungen als außerordentlich jung betrachtet werden. Ein mäßiges oder geringes Relief ist noch jetzt für diese Landschaften bezeichnend; aber anstatt, daß sie jetzt noch ein wohl ausgebildetes normales Gewässernetz besäßen, folgen die Flüsse neuen Richtungen, die auf der unregelmäßigen Oberfläche konsequent sind; ihr Wasser wird in unzähligen kleinen Becken, die im Fels ausgescheuert sind und zum Teil Kiese enthalten, zurückgehalten, oder stürzt sich in wilder Schnelle über Felsstufen. Die kleineren Seen sind bereits in Sümpfe verwandelt, doch bestätigt im allgemeinen der geringe Betrag von Arbeit, den bis jetzt die neuen Flüsse geleistet haben, um wieder ausgeglichene Läufe herzustellen, den Schluß, daß diese Abtragungs-Landschaften, die in präglazialer Zeit

das Altersstadium erreicht hatten und dann für eine Zeitlang stark durch ein erodierendes Inlandeis abgescheuert wurden, erst vor kurzer Zeit von dem postglazialen Entwässerungssystem überzogen sind.

Wie in allen Beispielen erklärender physiographischer Beschreibung sind diese Feststellungen, die sich auf verflossene geologische Vorgänge beziehen, nicht eingefügt, um eine Geschichte der Vergangenheit zu bieten, sondern nur, um ein klares Verständnis der Gegenwart zu ermöglichen. Wie in jedem solchen Fall, so ist auch hier nur soviel von der verflossenen Geschichte eingeführt, als notwendig ist, um eine klare Erklärung für die gegenwärtigen Formen

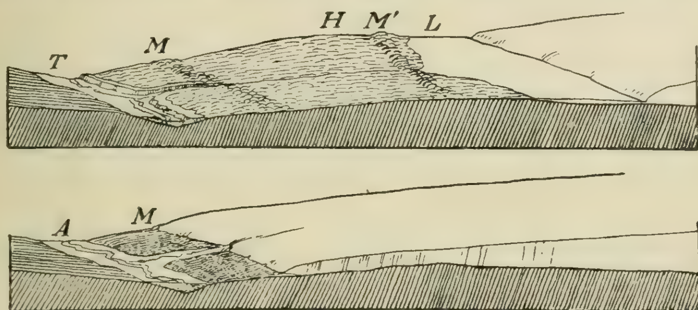


Abb. 105. Rand eines Inlandeises. Unten bei weitestem Vorstoß, oben im Zurückweichen. *M* Wall der Endmoräne. *A* Sandrbildung und Aufschüttung in einem Urstromtal. *T* Terrassenbildung in demselben mit Nachlassen der Schuttüberlastung der Bäche. *H* Glazial bearbeitete und dünn mit Moräne bedeckte Landfläche. *L* Eisstausee zwischen Wasserscheide und Eisrand.

zu geben. Wie in vielen früheren Beispielen ist es auch hier notwendig, drei Abschnitte in der Entwicklung der bestehenden Form zu unterscheiden: zuerst einen langen normalen präglazialen Zyklus, in dem die größeren Grundzüge der Form angelegt wurden; zweitens: eine kurze, aber sehr bezeichnende Einwirkung einer Vereisung und drittens: einen sehr kurzen postglazialen Abschnitt, der noch jetzt unter der Herrschaft wiederhergestellter normaler Zustände läuft.

Die randlichen Gebiete einer Inlandeisvergletscherung (Abb. 105) sehen wir in den Ebenen von Norddeutschland und Westrußland vor uns und in den Prärien der nördlichen Vereinigten Staaten und des südlichen Mittel-Kanada. Hier waren die präglazialen Formen nur wenig ausgeprägt; aber sie sind so vollständig von Grundmoränen-

decken überdeckt, daß sie jetzt nur wenig oder gar keinen Einfluß auf die Oberflächenformen großer Gebiete haben. Ausgedehnte Räume sind von Moränen-Ablagerungen eingenommen, die so dick sind, daß sie vollständig die Ungleichmäßigkeiten der darunterliegenden Oberfläche verhüllen, und so eben ausgebreitet sind, daß sie tatsächlich eine Ebene bilden, soweit das Auge reichen kann. Diese Ebenen sind gewöhnlich fruchtbar; es sind also die randlichen Gebiete einer Vereisung auf Kosten der zentralen bereichert worden.

Die Grundmoräne ist gelegentlich in der Form langgestreckter rundlicher Hügel abgelagert, die 1 km Länge und 15—30 oder sogar 40 m Höhe erreichen können und die parallel der Eisbewegung angeordnet sind. Wir bezeichnen sie mit dem irischen Namen als „Drumlins"; sie sind in Norddeutschland nicht gerade häufig, aber sehr zahlreich in New York und Wisconsin. Linienförmige Rücken vom Wasser bewegten und unvollständig abgerollten Materials, von sehr unregelmäßiger Lagerung, die wir als „Åsar" bezeichnen, scheinen sich in subglazialen Tunneln gebildet zu haben, nicht weit von dem zurückweichenden Eisrande. Endmoränen, die sich da angehäuft haben, wo der Rand des Eises für eine längere Zeit lag und die z. T. aus Moräne, z. T. aus Kiesen und Sanden bestehen, bilden Gürtel niedriger Hügel, von denen einer bis zu 5 km breit sein kann, in deren Senken Seen und Sümpfe stehen. Über die Moränen-Ablagerungen sind oft aus ihnen herausgewaschene Ablagerungen von Kies und Sand ausgebreitet.

Wo das zurückweichende Inlandeis die Entwässerung des Landes, über das es dahinschreitet, aufdämmt, da bilden sich Seen von verschiedener Größe an seinem Rande (Abb. 105); in ihnen lagern sich die feinen Tone ab, die das ausströmende Schmelzwasser mit sich führt. Die zeitweiligen Ausflüsse solcher am Eisrande gelegenen Seen haben gelegentlich Schluchten durch Lücken ihrer Begrenzung erodiert. Manchmal suchten sie sich auch einen Ausweg längs des Eisrandes. Wenn das weitere Zurückweichen des Eises einem solchen glazialen Stausee erlaubte, seinen Spiegel zu senken, so blieben die Betten der früheren höheren Ausflüsse trocken, wenn wir nicht in ihnen kleine Kümmerflüsse finden, die in sie von dem benachbarten höheren Lande hineinfließen. Junge oder frühreife Uferlinien, die durch die Wellen des Sees da gebildet wurden, wo sie weiche Moränenablagerungen trafen, bleiben noch lange bestehen

und zeigen die früheren Seegebiete an. Diese Formen sind in Norddeutschland (Stettiner Haff u. a.), ungewöhnlich reichlich im mittleren Schweden und in den nördlichen Vereinigten Staaten entwickelt.

Als das Verschwinden des Inlandeises der normalen Entwässerung ermöglichte, wieder ihre Tätigkeit anzufangen, schlugen die Flüsse Läufe ein, die zu dem Gefäll der neuen, durch die Aufschüttung der Moränen gebildeten Oberfläche konsequent sind, und verloren damit jede bestimmte Beziehung zu dem präglazialen Entwässerungsnetz. Ein solcher Fluß ist der Niagara, der zufällig einen Lauf einschlug, der über die niedrige nach Nord gekehrte Stufe führte, durch welche das höhere Erie-Hochland im Süden von dem niedrigeren Ontario-Tiefland im Norden getrennt wird. Ein großer Wasserfall bildet sich da, wo der Fluß sich die Stufe hinabstürzte; hier hat er eine Schlucht eingeschnitten, die etwa 10 km lang ist und an deren Ende die Fälle jetzt über eine Höhe hinabstürzen, die geringer ist als die, die sie ursprünglich hatten (vgl. Abb. 75 S. 192).

Flache Seen und Sümpfe bilden sich da, wo Senken in den Ablagerungen der Moräne auftreten; aber ihr Areal verringert sich bald, da sie durch die neuen Ströme entwässert werden, die rasch junge tiefe Betten in die unverfestigten Moränen-Ablagerungen einschneiden. Bei diesem Tun stoßen die Flüsse gelegentlich auf einen Rücken des verschütteten Gesteins; hier bilden sich Stromschnellen, und das unausgeglichene junge Tal wird eine lange Zeit noch schmal bleiben; anderswo aber werden die Talböden bald ausgeglichen und breit geöffnet bleiben. Außerhalb der Flüsse aber ist die Oberfläche der jungen Moränenablagerungen im mittleren und nördlichen Norddeutschland beispielsweise gegenüber der Urform gewöhnlich nur wenig verändert.

Es gibt indessen gewisse Gebiete, z. B. im südlichen Norddeutschland (bei Breslau), in Iowa und im nördlichen Missouri, wo auch durch die kleinen Zuflüsse breite Täler gebildet wurden, so daß hier die gesamte Oberfläche der Moränenebenen reif zerschnitten ist. Wir müssen daher annehmen, daß solche Gebiete in einer weit zurückliegenden Eiszeit von einer Eisdecke überzogen gewesen sind, während die jüngeren noch unzerschnittenen Moränenebenen gleich den Felsgebieten der zentralen erodierten Landschaften durch die Eisdecke der letzten glazialen Zeit überdeckt wurden.

Literatur.

I. Arides Klima:

1. W. M. Davis, The geographical cycle in an arid climate. J. of Geol. XIII. 1905. 381. — G. Essays. 1909. 296.
A. Penck, Über die Morphologie der Wüsten. Geogr. Zeitschrift 1909. 545.
2. W. M. Davis, A journey across Turkestan. Carnegie Inst. Publ. 26. 1905. 157.
3. S. Passarge, Verwitterung und Abtragung in den Steppen und Wüsten Algeriens. Geogr. Zeitschrift 1909. 493.
4. W. Pietsch, Das Abflußgebiet des Nil. Diss. Berlin 1910.
5. Joh. Walther, Das Gesetz der Wüstenbildung. Berlin 1900.
Joh. Walther, Die Denudation in der Wüste. Abh. Math. Phys. Kl. Kgl. sächs. Ak. d. Wiss. XVI. 3. Leipzig 1891.
6. 7. J. C. Russell, Lake Lahonton. U. S. Geol. S. Mon. XI.
Sven von Hedin, Ein Versuch zur Darstellung der Wanderung des Lop-nor-Beckens in neuerer Zeit. Pet. Mitt. 1896. 201.
Sven von Hedin, The Lop-Nor Problem. Scientif. res. of a journey trough Central Asia. II. 1905. 255.
9. U. S. Geol. S. Camp Clark Folio (87) und Scotts Bluff Folio (88) Nebraska. Washington 1903.
N. H. Darton, Preliminary report on the geology and water resources of Nebraska etc. U. S. Geol. S. 19. Ann. Rep. 1899. IV. 719.
G. Braun, Zur Morphologie des Volterrano. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde Berlin 1905. 771.
G. Braun, Beiträge zur Morphologie des nördlichen Appennin. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde Berlin 1907. 527.
12. H. J. Llewellyn Beadnell, The sand-dunes of the Libyan desert. Geogr. Journal XXXV. 1910. 379.
Sokolow-Arzruni, Die Dünen. Berlin 1894.
E. von Cholnoky, Die Bewegungsgesetze des Flugsandes. Földtany Közlöny. XXXII. 1902. 606.
G. Rolland, Sur les grandes dunes du Sahara. Bull. Soc. Géol. France. (3) X. 1882. 30.
F. Foureau, Mission saharienne, doc. scientif. Paris 1900. I.
Sven von Hedin, The central asian deserts, sand-dunes and sands. Scientif. res. of a journey trough Central Asia. II. Stockholm 1905. 377.
13. Research in China. I. 1. B. Willis, Huang-t'u formation of northwestern China. Carnegie Inst. Publ. 54. Washington 1907. 183.
F. von Richthofen, China I. Berlin 1877. 56.
15. W. J. Mac Gee, Sheetflood erosion. Bull. Geol. Soc. America. VIII. 1897. 87.
16. S. Passarge, Die Kalahari. Berlin 1904.
S. Passarge, Rumpffläche und Inselberge. Zeitschr. d. d. geol. Ges. 56. 1904. Protokolle 193.

S. Passarge, Die Inselberglandschaften im tropischen Afrika. Naturwiss. Wochenschrift. N. F. III. 1204. 657.

19. G. K. Gilbert, Lake Bonneville. U. S. Geol. S. Mon. I. 1890.

J. C. Russell, Lake Lahontan. U. S. Geol. S. Mon. XI.

II. Nivales Klima:

19. H. Heß, Die Gletscher. Braunschweig 1904. Kap. 1.

20. H. Crammer, Die Gletscher. Aus der Natur. II. 1906. 385. — Struktur und Bewegung des Gletschereises. Mitt. Geogr. Ges. München IV. 1909. 97.

21. E. H. Shackleton, Some results of the british antarctic expedition. Geogr. Journal XXXIV. 1909. 481.

E. von Drygalski. Die Grönlandexpedition der Ges. f. Erdkunde. Berlin 1897. 2 Bände.

T. C. Chamberlin, Glacial studies in Greenland. Journal of Geol. II. 1894. 649.

H. Mohn — F. Nansen, Wissenschaftliche Ergebnisse von Dr. F. Nansens Durchquerung von Grönland 1888. P. M. Erg.-H. 105. 1892.

H. Heß. Die Gletscher. Braunschweig 1904.

S. Finsterwalder, Der Vernagtferner. Wiss. Erg.-H. Zeitschr. D. öst. Alpenver. 1897.

E. Richter, Die Gletscher der Ostalpen. Stuttgart 1888.

J. Russell, Glaciers of North America. Boston 1897.

Harriman, Alaska Expedition. Alaska vol. III. — G. K. Gilbert, Glaciers and Glaciation. New York 1904.

The Yakutat bay region, Alaska. R. S. Tarr, Physiography and glacial Geology. U. S. Geol. S. Prof. P. 64. 1909.

A. von Böhm, Geschichte der Moränenkunde. Abh. k. k. Geogr. Ges. Wien III. 4. 1901.

22. G. H. Stone, The glacial gravels of Maine. U. S. Geol. S. Mon. 34. 1899.

23. W. Salomon, Können Gletscher in anstehendem Fels Kare, Seebecken und Täler erodieren? N. Jahrb. f. Mineral. usw. 1900. II. 117.

W. Salomon, Die Adamellogruppe. Abschnitt Quartär. Abh. k. k. Geol. Reichsanst. XXI. 2. 1910.

24. 25. 26. W. M. Davis, Glacial erosion in France, Switzerland and Norway. Proc. Boston Soc. Nat. Hist. 29. 1900. 273. — G. Essays. 635.

W. H. Hobbs, The cycle of mountain glaciation. Geogr. Journal 35. 1910. 268.

27. A. Penck — E. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909. Band I, Kap. I, Abschn. X.

E. de Martonne, L'érosion glaciaire et la formation des vallées alpines. Ann. de Géogr. XIX, 1910, 289 und XX, 1911, 1.

28. W. M. Davis, The sculpture of mountains by glaciers. Scott. G. Mag. 22. 1906. 76. — G. Essays. 617.

R. S. Tarr, Some instances of moderate glacial erosion. Journal of Geol. XIII. 1905. 160.

W. M. Davis, Glacial erosion in North Wales. Quart. J. Geol. Soc. London. 65. 1909. 281.

29. W. D. Johnson — G. K. Gilbert, The profil of maturity in alpine glacial erosion. Journal of Geol. XII. 1904. 563.

A. Penck — E. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909. 299 f.

A. Penck, Die Übertiefung der Alpentäler. Verh. VIII. Internat. G. Kongreß. Berlin 1899. 232.

30. J. C. Russell, Hanging valleys. Bull. Geogr. Soc. America XVI. 1905. 75.

D. W. Johnson, Hanging valleys. Bull. Am. Geogr. Soc. 41. 1909. 665.

31. E. de Martonne, Sur la formation des cirques. Ann. de Géogr. X. 1901. 10.

E. Richter, Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. Pet. Mitt. Erg.-H. 132. 1900.

34. A. Penck, Die großen Alpenseen. Geogr. Zeitschrift 1905. 381.

37. J. Partsch, Die Gletscher der Vorzeit in den Karpathen und den Mittelgebirgen Deutschlands. Breslau 1882.

J. Partsch, Die Vergletscherung des Riesengebirges zur Eiszeit. Forsch. z. d. L.- u. Vlkskde. VIII. 2. 1894.

G. Steinmann, Die Spuren der letzten Eiszeit im hohen Schwarzwald. Universitäts-Progr. z. 70. Geburtstag S. Kgl. Hoheit des Großherzogs Friedrich. Freiburg 1896.

A. Tornquist, Die im Jahre 1900 aufgedeckten Glazialerscheinungen am Schwarzen See. Mitt. geol. L. A. Elsaß-Lothringen V. 3. 1901.

A. Penck — E. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909. 3. Band. 1094 f.; 1129.

J. Partsch, Die Eiszeit in den Gebirgen Europas zwischen dem nordischen und alpinen Eisgebiet. Geogr. Zeitschrift 1904. 657.

J. Partsch, Die hohe Tatra zur Eiszeit. Ber. d. Phil.-hist. Klasse d. Kgl. Sächs. Ges. d. Wiss. Leipzig. 60. 1907. 177.

38. A. Penck — E. Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter. I—III. Leipzig 1909. (Auszug von H. Lautensach in Zeitschr. f. Gletscherkde. IV. 1909.)

E. Richter, Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. Pet. Mitt. Erg.-H. 132. 1900.

39. F. Machatschek, Geomorphologische Studien aus dem norwegischen Hochgebirge. Abh. k. k. G. Ges. Wien. VII. 2. 1908.

E. Richter, Geomorphologische Beobachtungen aus Norwegen. Sitzber. K. Ak. d. W. math. nat. Kl. 105. Abt. 1. Wien 1896. 147.

40. E. Geinitz, Die Eiszeit. Braunschweig 1906.

E. Geinitz, Das Quartär Nordeuropas (Lethaea geogn. III. 2). Stuttgart 1904.

J. Geikie, The great ice-age. 3. ed. London 1904.

G. F. Wright, The ice-age in North-America. New York 1905.

Th. Chamberlin — R. Salisbury, Geology. III. London 1906. 327.

G. de Geer, Om Skandinaviens geografiska utveckling efter istiden. Stockholm 1896.

W. Ramsay, Finlands geologiska utveckling. Helsingfors 1900.
A. Wilson, The Laurentian peneplain. Journal of Geol. XI. 1903. 615.
F. Wahnschaffe, Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. 3. Aufl. Stuttgart 1909.
W. M. Davis, Structure and origin of glacial sand-plains. Bull. geol. Soc. America. 1. 1890. 195.
G. H. Stone, The glacial gravels of Maine. U. S. Geol. S. Mon. 34. 1899.
W. Upham, The glacial Lake Agassiz. U. S. Geol. S. Mon. 25. 1895.
Gunnar Andersson, Den centraljämtska issjön. Ymer 1897. 41.
A. G. Högbom, Quartärgeologische Studien im mittleren Norrland. Guide Nr. 12. XI. Internat. Geol. Kongreß Stockholm 1910.
A. Gavelin — A. G. Högbom, Norra Sveriges issjöar. Sveriges Geol. Unders. Ser. Ca 7. 1910.
F. W. Spencer, The falls of Niagara. Ottawa 1907.
O. Tietze, Die geologischen Verhältnisse der Umgegend von Breslau. Jahrb. kgl. preuß. Geol. Landes-Anstalt für 1910. XXXI. Teil I. 258.

Kartennachweise.

I. Bolsone, Salzseen, Playa:

Ägypten 1 : 50 000. Sheet XX—VII S.E. XX—VIII S.E. XXI—VII S.E. XXI—VIII S.E.
Vereinigte Staaten 1 : 62 500. California. Curamonga Sheet.
Vereinigte Staaten 1 : 125 000. California. Sierraville Sheet.
Vereinigte Staaten 1 : 250 000. Nevada. Disaster Sheet.
Tunis 1 : 200 000. XXII. Kebilli.
Algier 1 : 200 000. 35. Guelt es Stel.

II. Bad-Lands:

U. S. Geol. S. Camp Clark Folio (87) und Scotts Bluff Folio (88) Nebraska. Washington 1903.

III. Verwachsene Wüstenbecken:

Vereinigte Staaten 1 : 250 000. Nevada-California. Las Vegas Quadrangle.

IV. Binnendünen:

Deutsches Reich 1 : 200 000. 79. 80.
Österreich 1 : 75 000. 25. XXIV Versecz. 26. XXIV Bavaniste.
S. von Hedin, Scientific results of a journey in Central Asia. Maps. Plate 12. 13. 1 : 100 000.
Indian Atlas 1 : 253 440. Quarter Sheet 10 S.E.

V. Gletscherformen:

Schweiz 1 : 50 000. 489 Jungfrau; 493 Aletschgletscher.
Bayern 1 : 50 000. Mittenwald W.
Norwegen 1 : 100 000. 30 D. Galdhöppigen; 30 B. Bygdin.
Island 1 : 50 000. 87 Öraefajökull; 88 Ingolfshöfdi.

VI. Trogtäler und Hängetäler. Kare:

Schweiz 1 : 50 000. 395 Lauterbrunnen; 488 Blümlisalp; 530 Grand Combin 532 bis Mont Oclan; 533 Mischabel.

Karte der Ankogel-Hochalmspitzgruppe. Herausg. vom D. Öst. Alpenver. 1909. 1 : 50 000.

Österreich 1 : 75 000. 17. IV. Ötztal.

Schweiz 1 : 50 000. 523 Castasegna (Kare!).

Bayern 1 : 50 000. Mittenwald W.

Vereinigte Staaten 1 : 125 000. Montana Chief mountain Quadrangle.

VII. Sandr, Moränen, Drumlins und andere Ablagerungen früherer Vergletscherung:

Bayern 1 : 50 000. 82 Mülheim (Ost und West).

Vereinigte Staaten 1 : 62 500. Wisconsin, Oconomowoc, Sun Prairie Quadrangle.

Italien 1 : 100 000. 42 Ivrea; 43 Biella.

Island 1 : 50 000. 78 Kirkjubaejarklaustur NA und SA.

VIII. Seen in vergletschert gewesenen Tälern:

Schweiz 1 : 100 000. VIII, XIII, XIX, XXIV.

IX. Vergletschert gewesene Bergländer:

Preußen 1 : 25 000. 3069 Schneegrubenbaude; 3070 Krummhübel.

Österreich 1 : 75 000. 19. XI Völkermarkt; 20. XI Eisenkappel.

Schweiz 1 : 100 000. XVII, XVIII.

Norwegen 1 : 100 000. 57 A Fröiningsfjeld; 42 D Rennebu (Fjeld); 22 B Haus (Fjorde).

X. Inlandeiswirkung:

Schweden 1 : 100 000. II Ö. 37 (auch bezeichnet als 27 Nydala).

Schweden 1 : 200 000. 50 Norsjö.

Deutsches Reich 1 : 100 000. 185 Woldryk; 216 Templin; 245 Freienwalde. — 188 Stargard. — 150 Goldberg; 151 Malchin; 152 Neubrandenburg.

Geolog. Karte von Preußen 1 : 25 000. Gradabt. 45. Bl. 2, 3, 4, 9, 10, 11.

KAPITEL XIII.

DIE KÜSTEN.

Nächst dem Anblick des Hochgebirges ist der Blick auf das Meer eines der großartigsten Bilder, die unsere Erde bietet. Dem Reisenden aus dem Binnenland scheint sich mit dem Erreichen der Küste eine neue Welt aufzutun. Der ferne Horizont verbirgt fremde Länder, unaufhörlich rollen die Wogen auf den Strand und hebt und senkt sich das Wasser in Flut und Ebbe. Der Gedanke der Unendlichkeit taucht unwillkürlich auf, wenn man diese gleichmäßigen Bewegungen sieht.

Während die Landoberfläche durch Regen und Flüsse angegriffen wird, arbeitet an den Küsten das Meer. Die Sonne erwärmt die Luft in der heißen Zone und unterhält dadurch den Kreislauf der Atmosphäre. Die Winde streichen über das Wasser hin und bilden die Wellen, die Wellen laufen gegen die Küsten, wo sie als Brandung sich brechen. Unter ihrem beständigen Angriff weicht das Land zurück; seine Trümmer und der Schutt der Flüsse werden von Wellen, Strom und Gezeiten dem tieferen Wasser zugeführt. Mit der Zeit würden die Verluste des Landes unendlich groß werden, wenn es sich nicht durch allmähliche Aufwölbung bald hier bald da neu ergänzte.

1. **Die Arbeit des Meeres am Ufer.** Wo das Land unter das Meer taucht und Wasser es überzieht, haben wir eine Küste. Die Berührungszone zwischen Wasser und Land bezeichnen wir als „Ufer". Wellen, Strom und Gezeiten greifen das Ufer an und bewirken Änderungen in seiner Form. Daher hängt der Umriß jeder Küste in erster Linie von dem Zustand ab, in dem das Land sich befand, als es seine gegenwärtige Höhenlage zum Meere erhielt, in zweiter Linie von den Veränderungen, die später durch die Kräfte des Meeres an der ursprünglichen Landform hervorgebracht worden sind.

Wie schon erwähnt, ist die Bewegung des Wassers in den Wellen nicht dauernd nach der Richtung der Wellenfortpflanzung gerichtet,

sondern geht auf kleinem Raum hin und her. Diese Bewegung und daher auch die Wirkung der Wellen sind am größten an der Oberfläche des Meeres, nehmen nach der Tiefe hin ab, um bei etwa 200 m gänzlich zu verschwinden. Je größer die Wogen und je flacher das Wasser, desto stärker ist ihre Wirkung auf den Boden. Kleine und große Felstrümmer werden dauernd hin und her geschoben und gerollt, wobei sie sowohl sich gegenseitig abschleifen als auch die Fläche, auf der ihre Bewegung vor sich geht. Der Rand des Landes wird zurückgeschoben, die flacheren Teile der See werden langsam vertieft und der Schutt wird weiter und weiter hinausgeführt. Alle diese marinen Vorgänge aber ruhen fast ganz bei stillem Wetter, nur im Sturm gehen sie rasch vor sich.

Die Strömungen im Wasser der Küsten werden vornehmlich durch die Gezeiten verursacht. Ausgenommen an engen Stellen, sind sie selten stark genug, um ganz allein Schutt, der auf dem Boden liegt, fortzuführen; wenn ihn aber die Wellen aufwirbeln, dann wird er natürlich rasch und leicht durch die Strömungen bewegt.

Stößt tiefes Wasser an das Land, so ist die Brandung besonders an den Kaps und Vorländern heftig. Sie reißt hier Trümmer los, die allmählich in tieferem Wasser zur Ruhe kommen. Kahle Felswände, „Kliffe“ genannt, bezeugen an solchen Küsten die Kraft des Meeres.

Ist die Böschung des Landes dagegen flach, so verbraucht sich ein großer Teil der Arbeit der Wogen an der Vertiefung des Bodens, und nur geschwächt erreichen sie das Ufer. Sturm trübt hier die Wogen, indem er den Schlamm vom Grunde aufwirbelt.

2. **Die verschiedenen Arten von Küsten.** Zwei verschiedene Küstentypen sind bereits erwähnt. Im ersten Fall liegt das Meer auf der unterseeischen Fortsetzung einer glatten Küstenebene, die vor kurzem noch Seeboden war; hier ist das Urufer von einfacher Form, zieht in langen flachen Bögen dahin. Im anderen dringt die See in eine versunkene Landfläche ein, die vorher mehr oder weniger zerschnitten wurde, das Urufer ist also unregelmäßig. Damit sind die Haupttypen auch schon genannt, die wir der weiteren Betrachtung zugrunde legen. Einige Worte zur näheren Charakteristik.

Die Urküsten der ersten Art, Hebungsformen, sind glatt und einfach gestaltet, werden von flachem Wasser begleitet. Nur wenig erhebt sich das Land, das, aus noch weichen Schichten bestehend,

keine Häfen und Gelegenheit zum Umschlagsverkehr bietet. Anders die Senkungsformen der zweiten Art. Die Urküste ist unregelmäßig und taucht in tiefes Wasser ein. Vorsprünge und Inseln schützen die Buchten, in denen Häfen zahlreich und gut gelegen zu finden sind.

3. **Hebungsformen.** In dem flachen Wasser jung gehobener Küsten vertiefen die Wogen den Boden und werfen den Sand und die Steine gegen das flachere Wasser, wo dieselben Sandriffe und Strandwälle unter bzw. über dem Wasserspiegel gelegen, in geringem Abstand vom Ufer aufbauen und „Lagunen“ einschließen

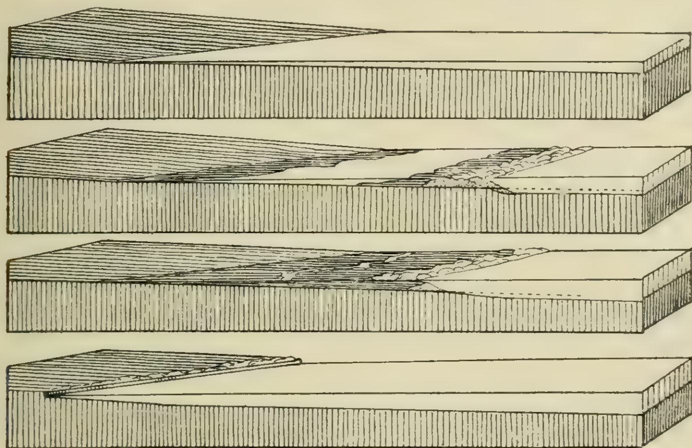


Abb. 106. Diagramme der Entwicklung einer Flachlandsküste.
Oben: Früheste Jugend. Urform. — Zweites Bild: Aufbau eines Lido, Entwicklung von Dünen auf ihm. Dahinter die Lagune mit Marschbildungen. Vertiefung des Meeresbodens vor dem Lido durch die Brandung. — Drittes Bild: Angriff und teilweise Zerstörung des Lido. Die Dünen wandern über die Marschen, welche die Lagune völlig ausgefüllt haben. — Unten: Reife Küste mit Kliffreihen und aufgesetzten Dünen; alles andere ist weggeschnitten.

(Abb. 106). Wellen und Strom verschieben den Sand außerdem längs des Ufers, und ein geschlossener Strandwall umzieht es bald in ausgeglichenen Kurven. Der Wind erfaßt den Sand des Strandwalles, er häuft ihn mit Hilfe der Vegetation zu Dünen an. Diese verschiedenen Gebilde setzen den „Lido“ zusammen, in dem die Gezeiten, Strömungen und Flüsse hier und da ein Tief offenhalten, eine Einfahrt in die abgeschnürten Lagunen.

In diese Lagunen bringen die Flüsse ihren Schutt, und im Verein mit der üppig wuchernden Vegetation schränken sie die Wasserfläche bald mehr und mehr ein. Es entstehen die zunächst noch

salzgetränkten „Marschen“, die sich allmählich über das Niveau gewöhnlicher Fluten ein wenig erheben. Diesen ganzen Komplex zusammengehöriger Formen, Sandriffe, Lidi, Lagunen und Marschen hat man an der Küste der oberitalienischen Tiefebene ausreichend zu beobachten Gelegenheit.

Findet ein Fluß kein Tief in dem Lido an einer seiner Laufrichtung entsprechenden Stelle und liegt ein Durchgang für sein Wasser zum Meere erst einige Kilometer seitwärts von seiner Mündung, dann füllt er mit seinem Delta, unterstützt vom Pflanzenwuchs die Lagune auf und fließt parallel zur Küste, bis er in erneuter Wendung das Tief erreicht. Das Weichseldelta ist der hier geschilderten Bildungsweise entsprechend gestaltet. Erst der Wasserbau des letzten Jahrhunderts hat der Weichsel einen geradlinigen Ausweg zum Meer verschafft, während bei Weichselmünde und Neufahrwasser heute nur noch wenig Wasser austritt.

Nach und nach wird das Wasser vor dem Lido infolge der beständigen Erosion der Wellen immer tiefer. Die Brandung greift dann schließlich den Strand des Lido selbst wieder an, seine Dünen werden teils von den Wogen, teils von dem Wind zerstört, der ihren Sand über die Marschen hin verteilt. Ist der Lido dann erst einmal an einer Stelle durchbrochen, so geht die weitere Zerstörung hinter dem Wall rasch vor sich, da der Marschenboden wenig Widerstand bietet. Aber auch wenn keine Bresche im Wall entsteht, wird er doch allmählich zurückgeschoben und das Marschengebiet, das auch während dieses Vorganges immer von einem Sandstrandwall umzogen bleibt, wird langsam verzehrt, bis das Altland erreicht ist.

Sobald das geschieht, schneidet das Meer in das feste Land der Küstenebene ein kleines Kliff ein. Alle diese verschiedenen Zerstörungsformen können an einer Küste mit etwas unregelmäßiger Urform nebeneinander vorkommen, weil an einer derartigen Küste die vorspringenden Teile sogleich angegriffen werden, ohne daß sich vor sie ein Strandwall legte; hier werden dann kleine Kliffe eingeschnitten, während Strandwälle und Lagunen sich an den Einbuchtungen bilden. An Beispielen verschiedener Stadien dieser Entwicklung ist die südliche Nordseeküste besonders reich.

4. Das Tief. Je schwächer Gezeiten, Wellen und Strom sind, desto besser ist der Zusammenhang der Strandwälle. So sind sie in Texas, wo die Gezeiten nur schwach sind, auf 120 bis 140 km geschlossen. An Küsten mit stärkeren Gezeiten halten die ein-

und ausfließenden Strömungen viele „Tiefe" offen, und die Länge der einzelnen Lidi ist dann nicht mehr so groß, z. B. in Süd-Carolina. Es kommt nun sehr häufig vor, daß der längs des Ufers bewegte Sand durch den Ebbestrom vor dem Tief vom Ufer weg und durch den Flutstrom umgekehrt in die Lagunen hineingespült wird. Die so gebildeten Ablagerungen nennt man „Gezeiten-Deltas"; ihr Material ist nicht Landschutt, den die Flüsse herbeigebracht haben, sondern stammt vom Meeresboden und den Kliffen und ist durch Wellen und Strömungen herbeigeführt. Das äußere Delta hat gewöhnlich geringe Größe und glatt abgerundete Form, die es unter der Einwirkung der Strömungen annimmt; das innere ist größer und hat einen unregelmäßigen Umriß, weil es sich ungestört in dem ruhigen Wasser der Lagune entwickeln kann. Auf dem äußeren Delta findet sich oft eine geringere Wassertiefe als im Tief selbst, was die Einfahrt der Schiffe in die Lagunen erheblich hindert.

An den Küsten der Ostsee wirken die bei verschiedenen Winden sehr verschiedenen Wasserstände in den Tiefen strömungerzeugend. Entsprechend ihrer geringen Kraft ist von dem äußeren Delta kaum etwas wahrzunehmen, während das innere im Stettiner und Frischen Haff erkannt ist und als „rückläufiges" Delta beschrieben wurde.

Wenn deutlich ausgeprägte Strömungen in einer vorwaltenden Richtung an einem Ufer entlang führen, an dem Lidi gebildet wurden, dann laufen die Enden zweier Wälle an einem Tief nicht gerade aufeinander zu, sondern der Lido an der stromaufwärts gelegenen Seite des Tiefs liegt mit seinem Ende weiter vom Lande ab, als der Lido stromabwärts.

5. Reife Hebungsküsten. Eine einfache Hebungsküste ist jung, wenn Lidi an ihrer ganzen Länge Lagunen umschließen. Sie ist frühreif, wenn die Lidi so weit zurückgeschoben sind, daß der Rand des Hauptlandes wenigstens stellenweise angegriffen wird — entweder weil er da weiter hinausreicht als anderswo oder weil das Meer hier kräftiger arbeitet. Die Küste wird voll reif, wenn keine Lagunen vorhanden sind, und der Rand des Hauptlandes an seiner ganzen Länge angegriffen. Es kann vorkommen, wenn nämlich die Urböschung des Landes und die Leistungsfähigkeit der marinen Vorgänge in einem ausgeglichenen Verhältnis zueinander stehen, daß sich am Beginn des Zyklus keine freien Strandwälle bilden, sondern daß das Hauptland sofort angegriffen wird. Es wird ein kleines

Kliff eingeschnitten, während Sand, der vom Vorstrand herübergeblasen wird, einen Gürtel von Dünen nahe am Ufer bildet. In diesem Fall geht die Küstenentwicklung rasch vom Urstadium zur Reife über. Es bilden sich in jedem Fall schließlich lange Kliffreihen heraus, die man mit dem französischen Namen „Falaises" bezeichnen kann.

6. Die Küstendünen. In der Regel sind die aus Sand bestehenden Sandwälle der Ausgangsstreifen der Dünenbildung, die sich mit Hilfe der Vegetation vollzieht.

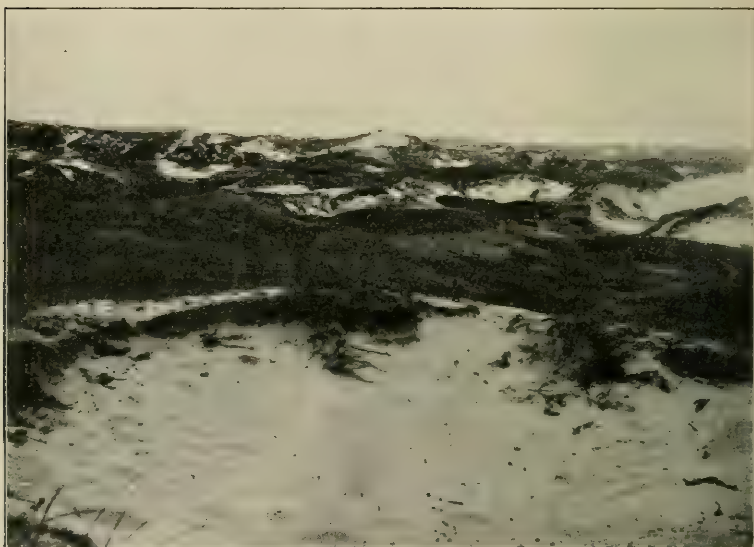


Abb. 107. Küstendünen aus der Gegend von Scheveningen, von Westen gesehen. Im Vordergrund eine Windmulde. Alle hellen Stellen sind Windmulden und Windbahnen.

Der Wind führt trockenen Sand herbei, der sich um die Pflanzen herumlegt, die mit ihm höher wachsen. Außerhalb der obersten Grenze der Sturmwellen, ihr annähernd parallel, ordnen sich die Pflanzen mit ihren Sandhügeln allmählich als „Vordüne" zu Reihen an, die der Wind bald höher baut, bald durch das Einreißen von „Windmulden" zerstört. Mit der Zunahme des Schutzes gegen den Wind durch sich vorlegende noch jüngere Bildungen überziehen sich die hinteren Reihen mehr und mehr mit Vegetation, und die Sandbewegung hört allmählich auf; die reihenförmige Anordnung

ist aber dann schon meist zerstört, die Windmulden haben sich zu langgestreckten Windbahnen erweitert, die von den Ästen der Düne umschlossen werden (Abb. 107).

Neu belebt wird die Entwicklung, wenn durch das Eingreifen des Menschen, des Meeres oder eine trockne Klimaperiode die Dünenvegetation zerstört wird. Dann gehen aus den normalen Küstendünen die Wanderdünen hervor, die als gewaltige, bis 100 m hohe Sandwälle vollkommen vegetationslos sich gegen das Binnenland fortwälzen. Ihrem Angriff unterliegen dann Wälder und Ortschaften, und nur mit großer Mühe und Kosten ist es möglich, sie durch Wiederbepflanzen festzulegen.

Während kleinere Küstendünen die Gestade der Nordsee von Skagen bis Calais umsäumen, haben sich an der Küste der Landes am Meerbusen von Biskaya, sowie auf der Kurischen Nehrung in Ostpreußen Wanderdünen entwickelt.

7. Der Einfluß von Hebung und Senkung. Eine Bewegung eines Küstenlandes kann den gewöhnlichen Ablauf der marinen Vorgänge in jedem Stadium der Küstenentwicklung unterbrechen. Wenn eine Senkung eintritt, rückt die See gegen das niedrige Land vor, steigt an den Kliffen, oder bringt sie völlig zum Eintauchen und dringt in die Täler ein; es entsteht eine Uferlinie der zweiten Art, aber mit nur mäßigem Relief und geringer Horizontalentwicklung, an der nunmehr eine neue Reihe von Veränderungen beginnt.

Die unregelmäßige Küste des Schwarzen Meeres bei Odessa ist hierfür ein gutes Beispiel. Bauern würden die Talböden besiedelt haben, wenn diese nicht eben ertrunken wären, so daß jetzt dort die Fischer die Ernte des Meeres bergen. Ähnliche Erscheinungen findet man an den Küsten eines Sees da, wo eine langsame Schrägstellung des Landes den Ausfluß gehoben hat, die Wasser zwingend, auf das gegenüberliegende Ufer einzudringen. So am südwestlichen Ende des Erie-Sees, wo eine Reihe Buchten die Stelle von Tälern einnehmen, die vor der Schrägstellung erodiert wurden.

Hebungsbewegungen sind nicht weniger verbreitet, aber in ihrer Wirkung nicht so auffällig. Das Meer weicht von seiner Stellung, die es bisher inne hatte, zurück und beginnt die Entwicklung einer neuen Küstenlinie. Die frühere ist, wenn jung zur Zeit der Hebung, durch niedrige Rücken — die ehemaligen Strandwälle und Dünenreihen — bezeichnet, oder wenn ein vorgerücktes Stadium vor der

Hebung erreicht war, durch ein kleines Kliff mit davor liegendem früherem Meeresboden.

Ein derartiges reifes Kliff eines früheren Zyklus, als nördliche Fortsetzung des Kliffs der Normandie in die gehobene Fastebene der Picardie eingeschnitten, zieht sich nördlich von Abbeville bis nach Boulogne hin; jetzt erhebt es sich über den inneren Rand einer niedrigen und schmalen Ebene, die ein wenig gehobener Seeboden zu sein scheint. Am Fuß des Kliffs liegen die Strandwälle, die sich bei Beginn der Hebung bildeten. Auf dem flachen früheren Meeresgrund warfen die Wogen Lidi auf, hinter denen Marschen die Haffe auffüllten. Ein langsam zurückweichender Dünengürtel schützt die niedrige fruchtbare Landschaft Marquenterre.

Gleiche Formen findet man an dem Rand von Seen, deren Wasser geschwunden ist, entweder infolge einer klimatischen Schwankung zur Trockenheit hin allgemein oder infolge einer geringen Schrägstellung wenigstens an einer Seite. Beispiele sind aus Utah und Nevada bekannt, wo die Seen ausgetrocknet sind.



Abb. 108. Diagramm einer jungen gesunkenen Küste.

8. Küstenlinien der zweiten Art. Senkungsformen. Die Mannigfaltigkeit der sich darbietenden Bilder ist hier größer als bei der ersten Art, weil die Landformen so sehr viel verschiedener als die des Meeresbodens sind. Wenn ein Land mit unebener Oberfläche sich senkt und teilweise vom Meere bedeckt wird, so treten Berge, Rücken und Hügel als Vorsprünge, Halbinseln und Inseln hervor, während die Täler sich in verästelte Meeresarme („Buchten") verwandeln und eine Fülle guter Häfen bieten (Abb. 108). Dieser Art gehören die Rias der Bretagne und des nordwestlichen Spanien an.

In ähnlicher Weise ist die Westküste von Norwegen ungewöhnlich unregelmäßig. Tausende kleinerer und größerer Inseln liegen an ihrer „Außenküste", während lange Meeresarme, die Fjorde, als tiefe Wasserstraßen zwischen steile Bergwände eindringen (Abb. 109). Der Sognefjord, nördlich von Bergen, ist 150 km lang; aus seiner

verzweigten Gestalt und trogförmigem Profil gewinnen wir sofort die Überzeugung, daß es sich hier um ein System glazial umgestalteter Täler, in die das Meer nach dem Schmelzen des Eises eingedrungen ist, handelt. Wir wissen nicht genau, wieviel von der Tiefe der Fjorde dem Einsinken ins Meer und wieviel der Erosionstätigkeit der Gletscher zuzuschreiben ist. Die Wände der Fjorde sind so steil, daß an ihnen entlang Wege kaum anzulegen sind, so daß



Abb. 109. Norwegischer Fjord.

sich der Verkehr hauptsächlich zu Wasser vollzieht. Die Siedlungen liegen in der Regel im hintersten Winkel und auf Deltas, die einmündende Bäche und Flüsse aufschütten, die aber oft der großen Tiefe der Fjorde wegen sehr klein sind oder noch ganz unter Wasser liegen.

Eine derart unregelmäßige Küste begünstigt die Entwicklung der Seefähigkeit eines Volkes. Die außen liegenden Inseln reizen zur Erforschung; die geschützten Buchten bieten sichere Häfen

selbst für kleinere Fahrzeuge. Die Bevölkerung der Küstenstriche erzeugt bald ausgezeichnete Seefahrer und Fischer.

9. **Das Kliff.** Unter „Kliff" verstehen wir ausschließlich einen von der Brandung geschaffenen meist stark geneigten Hang. Doch ist zu beachten, daß die eigentliche rückschreitende Zerstörung des Hanges fast vornehmlich durch die Verwitterung und das Grundwasser erfolgt, während die Brandung die Forträumung des herabgestürzten Schuttes und damit die Bloßlegung immer neuer Flächen bewirkt. Nur selten bei Sturm und hoher Flut greift sie



Abb. 110. Falaise nördlich von Tréport nach Norden hin gesehen.
Im Vordergrund hängendes Tal, mit Lehm ausgefüllt. Die horizontalen Streifen sind Reste früherer Terrassenkultur. Im Hintergrund der Ort Ault, dessen Leuchtturm über der Höhe sichtbar ist. Nach links schließt sich das Vorland von Cayeux an. Der Vorstrand zeigt beginnende Ebbe.

den Fuß des Kliffs selbst an, ihn in der „Brandungshohlkehle" aushöhlend.

Vorzüglich ausgebildete Kliffe zeigt die reif zerschnittene Küstenebene des nordöstlichen Italien, von der eine Beschreibung bereits in Kapitel VII gegeben wurde. Hier sind alle Sporne der Küstenebene von steilen Fazetten gleichmäßig abgeschnitten, die sich geradlinig längs des Ufers aneinander reihen. Es muß aber hinzugefügt werden, daß, seit dies reife Kliff sich bildete, eine zunehmende Schuttmenge den Wogen durch die Flüsse zugeführt wurde — als Folge einer geringen Hebung des Inneren —, so daß die Wellen eine Strandwallebene von 100 bis 200 m Breite davorge-

legt haben; anstatt jetzt noch am Fuß der Kliffe zu nagen, wie sie es zur Zeit ihrer Bildung taten, brechen die Wogen jetzt am äußeren Rand der Strandwallebene. Auf weite Strecken hin ist Küste hafenlos, nur die flachen Flußmündungen bieten ein wenig Schutz.

Ein ähnlich reifes Kliff mit gleicher Hafenlosigkeit ist in die gehobene und zum Teil zerschnittene Fastebene der Normandie eingemeißelt, die in senkrechten Wänden abbricht. Schwach nach innen gekrümmt, wo ein Tal mündet, nach außen, wo das Land hoch ist, zieht die Küste geschlossen auf 120 km Länge dahin (Abb. 110). Bis dicht an das Kliff heran reicht oben der Ackerbau. Das Zurückweichen des Landes ist hier so schnell gewesen, daß die Erosionstätigkeit der kleineren Bäche nicht mit ihr Schritt zn halten vermochte. Die Unterläufe sind in vielen Fällen abgeschnitten, und Bäche, die früher einem Flußsystem angehörten, enden jetzt unabhängig voneinander in steilen Stufen. Nur größere Flüsse haben es vermocht, bis zum Meeresniveau einzuschneiden; an ihrer Mündung haben sich dann Hafen- und Fischerorte angesiedelt (Dieppe, Tréport), deren Einfahrten freilich unter der lebhaften Verschiebung von Geröllen und Sand längs der Küste zu leiden haben.

Diese Kliffbildungen, die beiderseits des Kanals vorkommen, legen den Gedanken nahe, daß Großbritannien von dem Kontinent vornehmlich durch das Zurückweichen der Kliffe getrennt wurde. Wölfe und andere Landtiere, die sowohl in England als auf dem Kontinent vorkommen, bezeugen die frühere Existenz einer Landbrücke, die ihnen die Einwanderung ermöglicht hat.

10. Die Abrasionsterrasse. Die oben beschriebenen unregelmäßigen Umrisse der Küsten entsprechen noch fast unverändert der durch die Senkung geschaffenen Gestalt. Nur an den vorspringenden Kaps und den vorgelagerten Inseln zeigen sich marine Umwandlungen. Hier schafft die Brandung des Meeres am Ufer eine felsige, ebene Platte (die „Abrasionsplatte") und ein Kliff, wobei wir unter Abrasion ausschließlich die zerstörende Tätigkeit von Wellen und Strömung verstehen.

Über die Platte hinweg wird der von den Kliffen abstürzende Schutt in tieferes Wasser geführt. Bei Ebbe liegt die Platte zum Teil trocken, bei Flut prallen die Wogen direkt an den Fuß des Kliffes, von dem losgelöste Felsmassen abstürzen. Dieser auf die

Platte fallende, ursprünglich eckige Schutt wird zu runden Geröllen, schließlich Kies durch die beständige Hin- und Herbewegung von den Wellen abgeschliffen. Bei stürmischem Wetter werden die Gerölle gegen die Felswand geschleudert, kerben sie allmählich ein („Brandungshohlkehle"), während das heftige Scheuern auf der Abrasionsterrasse diese zugleich einebnet und mehr und mehr vertieft. Höhlungen werden zwischen vorspringenden Ecken eingegraben, und isolierte Felssäulen und Klippen erheben sich über die Abrasionsfläche. Stürzt eine große Masse vom Kliff herab, wie es oft vorkommt, so schützt sie eine Zeitlang vor weiterer Zerstörung; aber es dauert nicht lange, bis die Wellen sie zerstreut und in tieferes Wasser geführt haben, und dann erneuert sich der



Abb. 111. Abrasionsterrasse mit durch die Brandung losgelösten Inseln. An ihnen und am Festland Kliffe und Vorstrand.

Angriff gegen das Kliff. Mit welcher Kraft die Sturmwellen dabei vorgehen, ergibt sich aus der Angabe, daß selbst 100 Tons schwere Blöcke von ihnen bewegt worden sind.

Eine an sich schon steile Küste nimmt für eine Zeitlang oft noch unregelmäßigere Umrisse an, als sie ursprünglich hatte, da die Brandung die weicheren Strukturen rascher zerstört als harte und gegen niedrigere Stellen der Landoberfläche, wo weniger Arbeit zu bewältigen ist, rascher vordringt als gegen hohe (Abb. 111). Ein Beispiel dafür ist die sturmumtobte Bretagne im westlichen Frankreich, die von Wellen und starken Gezeiten bearbeitet wird. Die vielen Klippen und Riffe, die sich aus der Abrasionsplatte erheben, werden Schiffen leicht gefährlich und sind daher durch Leuchttürme und Seezeichen überall besser kenntlich gemacht.

11. **Brandungshöhlen.** Wenn ein Teil eines der Brandung ausgesetzten Kliffs weicher als das Übrige ist, so vermögen die Wellen dort eine Höhle zu bilden, indem das weiche Gestein von ihnen schneller weggeräumt wird, als die nur der Verwitterung ausgesetzten, höheren Lagen nachstürzen. Solche Höhlen können eine Länge von 20 und mehr Metern erreichen.

Hierher gehört z. B. die Fingals-Höhle auf der Insel Staffa, westlich von Schottland, die seit ihrer Bildung durch eine geringe Hebung über die Zone der Brandung gelangt ist; andere Brandungshöhlen finden sich an den Küsten der Bretagne; in Bornholm werden ähnliche Gebilde von großer Schmalheit „Öfen" genannt, ein Name, der als „Ovens" an der Küste von Maine wiederkehrt.

12. **Strandwälle, Haken und Nehrungen.** Sturmwogen, die in die Buchten der jungen Senkungsküste eindringen, führen einen Teil des Schuttes mit sich, den sie von der Abrasionsterrasse fortgespült haben. Aus diesem Schutt bauen die Wellen Strandwälle auf, die sich, wenn sie aus Sand bestehen, gewöhnlich mit Dünen bedecken, während Geröllwälle lange ohne jeden Pflanzenwuchs bleiben. Seeseitig werden die Strandwälle von einer glatten Kurve begrenzt, die zum Meere konkav ist. Auf dem ebenen Strand bricht die Brandung ganz regelmäßig, anders wie die zersplitterten Wogen an den Kaps. Geröll- und Sandwälle können die Höhe von einigen Metern über der Flutgrenze erreichen. Schnüren sie ein Tal ab, so entsteht hinter ihnen ein Sumpf, da der Abfluß zum Meere behindert wird (Abb. 112).

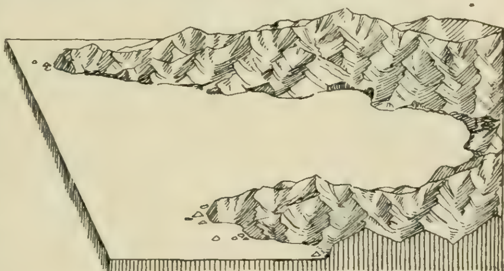


Abb. 112. Jugendlich umgestaltete, gesunkene Küste.

Kommen Strom und Wellen bei der Mündung einer Bucht an eine starke Biegung des Ufers nach innen, so vermögen sie nicht oder nur geschwächt in dieselbe einzudringen, ziehen vielmehr nach der anderen Seite weiter. Auf diesem Wege bauen sie einen „Haken" auf, der, wenn er die Bucht nahezu abschließt, in eine „Nehrung" übergeht, während der abgeschnürte Meeresteil dann als „Haff" bezeichnet wird. In das Haff schieben die Flüsse des

Hinterlandes ihre Deltas vor, begünstigt durch den geringen Wellenschlag der kleinen Gewässer (Abb. 113).

Die Urform der Küste der Bretagne war eine jung zerschnittene, gesunkene Fastebene. In den Buchten und Talmündungen liegen jetzt Hunderte derartiger kurzer Strandwälle zwischen den felsigen Vorsprüngen, während ein anderer Teil des Schuttes allmählich, lagenweise ausgebreitet, den Boden der Buchten erhöht. Durch die ganzen Vorgänge ist die komplizierte ursprüngliche Uferlinie ein wenig vereinfacht.

Die italienische Riviera di Ponente bietet ein gutes Beispiel eines weiter vorgeschrittenen Stadiums der Küstenentwicklung. Ihre

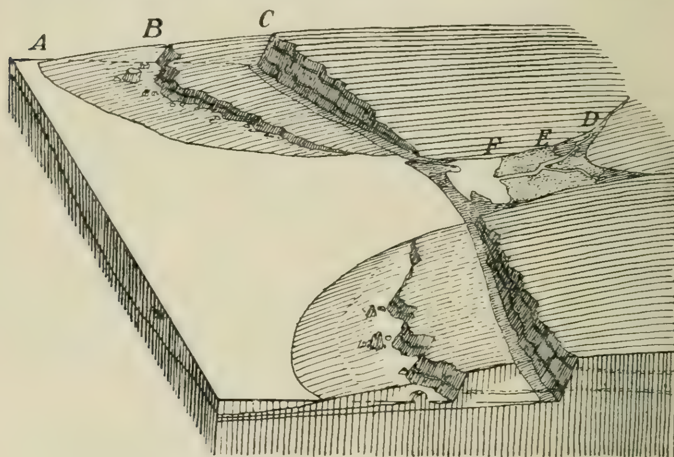


Abb. 113. Diagramm einer zurückweichenden, gebuchteten Küste.

Urform ging aus der Senkung eines reif zerschnittenen Gebirgshanges hervor, so daß viele Vorsprünge und Buchten vorhanden waren. Jetzt sind die Vorsprünge zu leicht konvexen Kliffen abgeschnitten, zugleich mit einem frühreifen Vorstrand versehen; die mit Sand und Kies der Flüsse gefüllten Buchten werden von einem konkaven Strandwall umzogen. Die Urküste hatte viele gut geschützte Häfen, jetzt fehlen Naturhäfen fast gänzlich. Die Orte liegen am Rand der Buchtebenen, die Boote sind auf den Strand gezogen. Die Eisenbahn durchfährt die Vorsprünge in häufigen Tunneln.

13. **Angliederungsinseln.** Es kommt vor, daß eine Insel dadurch dem Lande angegliedert, „landfest", wird, daß die Haken,

die sich aus dem Schutt der Kliffe des Landes und ihren eigenen bilden, zusammenwachsen, so daß die Insel vom Festland trockenen Fußes zu erreichen ist. Der Monte Argentario, an der Westküste Italiens, ist ein bekanntes Beispiel dafür. Bei Gibraltar, das ebenfalls ursprünglich eine Insel war, ist das Haff zwischen den beiden Nehrungen durch Sinkstoffe und Pflanzenwuchs völlig ausgefüllt. Das Schwemmland bildet jetzt zum Teil einen neutralen Streifen zwischen Spanien und dem Großbritannischen Besitz (Abb. 114). An der deutschen Ostseeküste besteht Rügen aus mehreren so miteinander verwachsenen Inseln.

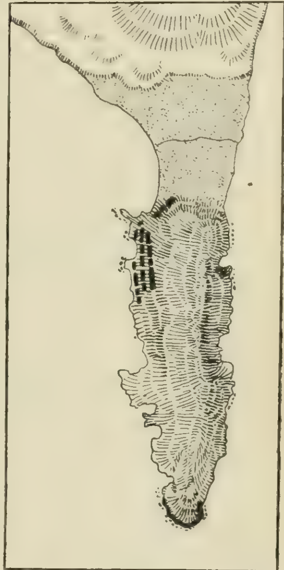


Abb. 114. Die landfest gewordene Insel Gibraltar.

14. Der Vorstrand. Mit dem langsamen Zurückweichen des Kliffs vor der Brandung wird die Abrasionsplatte an seinem Fuß so breit, daß viele Gerölle und Kiese nicht sogleich in das tiefere Wasser gespült werden. Sie sammeln und verteilen sich vielmehr am Fuß des Kliffs zu einem Vorstrand an, während gleichzeitig eine dünne Decke von Trümmern die Abrasionsplatte überzieht.

Die Breite, die die Abrasionsplatte erreichen muß, bevor sich ein Vorstrand auf ihr bilden kann, hängt von der Gewalt der Brandung der Küste ab. Im südwestlichen Irland, das der vollen Wucht der Winterstürme des Atlantischen Ozeans ausgesetzt ist, sind die Vorländer um 100 und mehr Meter zurückgewichen, und doch steht die Entwicklung des Vorstrandes noch ganz in ihren Anfängen.

Mit dem weiteren Rückgang der Kliffe entwickelt sich ein zusammenhängender reifer Vorstrand, dessen Material, Steine und Sand, längs der Küste in der Richtung der vorherrschenden Windwellen und Strömungen verschoben wird. Das ursprünglich zackige Kliff erhält einen glatteren Umriß (*C* in Abb. 113). Je glatter er wird, desto leichter vollzieht sich die seitliche Verschiebung, die „Küstenversetzung".

Die anfangs so unregelmäßige Uferlinie wird durch alle diese Vorgänge mehr und mehr vereinfacht. Mit dem weiteren Zurück-

weichen der Kliffe weichen auch die Nehrungen zurück, die Küste wird immer glatter. Das ist der allmähliche Übergang zum Reifestadium (Abb. 115).

Im Lauf dieser Entwicklung nimmt die Gefährlichkeit der felsigen Küsten für die Schiffahrt mehr und mehr ab, da die Klippen und Vorsprünge abgeschliffen werden. Zur selben Zeit aber werden, wie wir sahen, die Buchten mehr und mehr abgeschlossen und infolgedessen die Anlage von Seestädten und Hafenplätzen erschwert.

15. Ästuare. Kräftige Gezeiten vermögen den Aufbau von Haken und Nehrungen über die Mündung einer breiten Bucht hinweg zu verhindern, indem sie die Strömungen längs der Küste, die den Schutt heranführen, ablenken. Dieser von den benachbarten Klippen stammende Schutt wird von den Gezeitenströmen fein zerrieben und ausgebreitet. Er bildet flache „Sande" und „Watten" in der Bucht, die bei Ebbe trocken liegen.

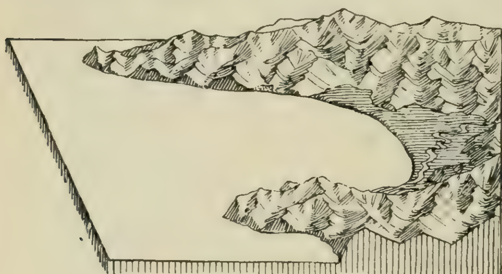


Abb. 115. Heranreifende gesunkene Küste.

An Stellen wie der Fundy-Bai im südlichen Kanada oder dem Bristol-Kanal wird nicht allein die Bildung von Haken verhindert, sondern die Gezeitenströme üben hier sogar eine kräftig erosive Wirkung aus, da sie von den Ufern so stark zusammengeschnürt werden. Sie vermögen an Küsten jeder Art Ästuare zu bilden; selbst an der Hebungsküste der Normandie ist das Ästuar der Seine gegen das Meer hin offen, trotzdem die Kliffe an den Seiten zum Reifestadium fortgeschritten sind; die Einfahrt wird durch die ausgedehnten Schlamm- und Sandgründe erschwert, die bei Flut trügerisch eine flache Wasserschicht bedeckt. Ähnlich steht es mit der Mündung der Elbe, Weser, Garonne und anderen Flüssen.

16. Reife Senkungsküsten. Wenn eine Senkungsküste ungestört bleibt, werden mit der Zeit alle vorliegenden Inseln abgetragen, die Vorsprünge mehr und mehr zurückgeschnitten, und mit ihnen müssen die Nehrungen vor den Buchten nach dem Hintergrund

derselben zurückweichen. Die Kliffe nehmen dabei an Höhe zu, weil das Land weiter weg von der Urküste gewöhnlich höher wird. Sie haben einen viel weniger unregelmäßigen Umriß, als er es zu Anfang war. Ihren Fuß umsäumt geschlossen ein reifer Vorstrand, auf welchem die durch den weiten Weg über die breite Abrasionsplatte geschwächten Wellen gerade noch den ganzen Schutt, der von den Kliffen kommt, seitlich verteilen können. Darüber hinaus haben sie noch ein wenig Kraft, um die Kliffe zu weiterem Rückgang zu zwingen. Während die Kliffe eine immer größere Höhe erreichen, erhalten sie in der Reife durch die Verwitterung eine Böschung, die nicht so steil ist, als der nahezu senkrechte Abfall der Jugend war. Denn nur bei dem Vorhandensein einer flacheren Böschung kann die Schuttmenge, die sich an ihr hinab bewegt, den Betrag innehalten, den die geschwächten Wellen am Fuß des Kliffes zu bewältigen und fortzuführen vermögen. Dieser wachsende „Ausgleich" der verschiedenen Vorgänge und Kräfte zeigt das Nahen des Reifestadiums in der Küstenentwicklung an. Wir sprechen dann von dem Typus der „Ausgleichsküste", der lange Bestand hat (vgl. Abb. 115). Beispiele sind Hinterpommern und die Westküste von Jütland.

Schließlich aber kommt eine Zeit, in der das Land bis hinter die äußersten Verzweigungen der Urbuchten abgetragen ist. Dann wird die ganze Küste von einem Kliff gesäumt, ausgenommen an den Stellen, an denen größere Flüsse ihre Täler ebensoweit einschneiden, als das Land zurückgeschnitten wird. Das ist die volle Reife. Aber gewöhnlich ereignet sich eine Bewegung des Landes, ehe der marine Zyklus so weit vorgeschritten ist.

17. **Die Wirkung von Senkung oder Hebung.** Wenn die Entwicklung einer unregelmäßigen Küste durch eine erneute Senkung unterbrochen wird, dann steigt die See an den früher eingeschnittenen Kliffen in die Höhe und dringt in alle Buchten und Täler ein, auf diese Weise eine neue unregelmäßige Küste bildend. An ihr beginnt das Meer von neuem seine Tätigkeit der Kliffbildung und des Ausfüllens der Buchten ganz in derselben Weise wie zuvor.

Wenn ein Land mit einer infolge mariner Erosion bis zur Reife zurückgeschnittenen und dadurch ausgeglichenen Küste sich aus dem Meer hebt, so wird man die früheren Kliffe in größerer oder geringerer Entfernung von dem jetzigen Ufer im Inneren des Landes finden. Zwischen dem Fuß dieser früheren Kliffe und dem neuen

Ufer bilden die Kiese und Sande des früheren Vorstrandes und die Ablagerungen auf der Abrasionsplatte eine junge Küstenebene, die auf der abradierten Felsplatte liegt (Abb. 116).

Die italienische Riviera di Levante im Südosten von Genua bietet Beispiele sowohl für ein gehobenes als für ein gesenktes Kliffufer, das in eine bergige Küste eingeschnitten ist. Bei Genua liegt der Fuß des reifen Kliffs des früheren Zyklus jetzt 50 bis 100 m über dem Meeresspiegel, von wo aus sich die kiesbedeckte Platte allmählich zum neuen Ufer hinsenkt. Die reifen Kliffe schneiden alle Bergsporne in einer geraden Linie ab; sie sind nicht vertikal sondern flacher geböscht, wie es reife Kliffe gewöhnlich sind, und da das Meer nicht mehr an ihrem Fuß tätig ist, den Schutt, der von ihrem langen Hang hinabkriecht und abgespült wird, zu entfernen, so wird der frühere Winkel zwischen Kliff und



Abb. 116. Heranreifende gehobene Küste.

Brandungsplatte jetzt zu einem Bogen ausgeglichen. In dem jetzigen Zyklus mariner Erosion hat das Meer einen großen Teil der gehobenen Platte mit ihrer Kiesdecke abgeschnitten und ein zackiges junges Ufer mit Kliffen von 20 bis 40 m Höhe geschaffen; die von den Bergen kommenden Flüsse haben junge Täler zur neuen Erosionsbasis hinab in die gehobene Platte eingeschnitten. Nervi mit seinen wundervollen Gärten liegt auf einem noch nicht zerstörten Rest von ihr.

Weiter im Südosten hat eine Senkung stattgefunden. Das Meer ist an den reifen Kliffen des früheren Zyklus emporgestiegen und in die Täler eingedrungen. Die Kliffe werden daher in dem neuen Zyklus in mittlerer Höhe angegriffen und zugesteilt. Die ertrunkenen Täler, die zuerst Buchten geworden waren, sind jetzt mit Deltaablagerungen von Bächen des Appennin aufgefüllt und werden

von glatten Kiesstrandwällen gesäumt. Diese gegensätzlichen Erscheinungen an einem kleinen Küstenstrich beruhen auf einer sehr langsamen Schrägstellung um eine Achse, die ungefähr rechtwinklig zur Küste verläuft.

18. Die Küsten-Plattform. Die Westküste von Norwegen wird auf einem großen Teil ihrer Länge von einem Streifen niedrigen Landes von etwa 5 bis 20 km Breite gesäumt, von dessen innerem Rand ein steiler Anstieg zu dem Hochlande führt (Abb. 117). Dieses niedrige Land ist als eine breite felsige Plattform, die von der Brandung geschaffen wurde, als das Land etwa 100 m niedriger lag,

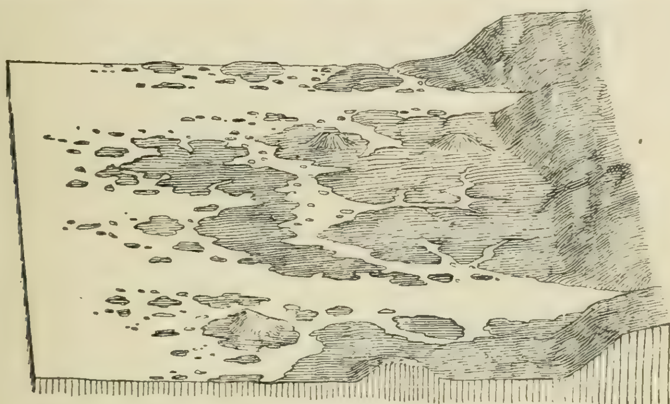


Abb. 117. Diagramm der Küstenplattform von Norwegen.

wie gegenwärtig, erklärt worden. Ein großer Teil der Bevölkerung von Westnorwegen wohnt auf diesem alten Meeresboden.

Das einstige Kliff am inneren Rand der Plattform ist 150 bis 300 m hoch. Eine Anzahl felsiger Hügel überragen die Fläche, es sind Inseln, die von der Brandung des früheren Zyklus nicht zerstört worden sind. Die tiefen Fjorde des Hochlandes und zahlreiche Zweigkanäle zerschneiden die ebene Fläche und lösen sie nach außen hin in Inseln auf. Es geht daraus hervor, daß nach der Ausbildung von Plattform und Kliff die Landschaft durch Flüsse und Gletscher tief erodiert wurde, während das Land vermutlich etwas höher stand als jetzt. Als dann das Eis abschmolz, drang das Meer in die Täler und Senken ein, und der äußere Teil der Plattform löste sich in einen Inselschwarm auf, von denen viele so klein sind, daß sie nur von einer einzigen Familie bewohnt werden können.

An einzelnen Strecken der norwegischen Küste fehlt die Plattform und das Meer brandet direkt gegen den Fuß des Hochlandes. So am Nordkap, wo das Kliff 300 m hoch und nahezu vertikal ist. Es ist wahrscheinlich, daß an solchen Stellen das Land noch dieselbe Höhe hat, die es einnahm, als sich die Plattform bildete. Hier geht dieser Vorgang noch weiter, und die Küste nähert sich mehr und mehr dem Reifestadium.

19. **Deltaküsten.** Während die Flüsse danach streben, ihre Deltas immer weiter und weiter von der Urküste aus vorzuschieben, steht dieser aufbauenden Tätigkeit die zerstörende Kraft des Meeres gegenüber. Die Form und Ausdehnung des Deltas hängen demnach außer von dem Stadium des marinen Zyklus von dem Kräfteverhältnis dieser einander entgegen wirkenden Faktoren ab, ganz gleich, ob es sich um Senkungs- oder Hebungsküsten handelt.

Ein kleiner Fluß, der in ein offenes Meer mit starkem Wellengang und kräftigen Gezeiten mündet, kann in keinem Stadium einen großen Einfluß auf die Gestalt der Küste ausüben. Die Wellen verhindern den Aufbau des Deltas, und die Gezeitenströme sind stark genug, sogar die Mündung trichterförmig zu einem Ästuar auszuweiten. Andererseits können Flüsse, die sich in ein ruhiges Wasserbecken ergießen, leicht und ungestört Deltas bauen. Ein kleiner Fluß einer jungen Küstenebene, der in eine Lagune mündet, die durch einen Lido geschützt ist, schiebt ein konvex gestaltetes Delta vor, mit einzelnen Armen an der Mündung eines jeden Ausflusses.

Doch dauert dieser Zustand nur während der frühen Jugend eines Zyklus mariner Erosion an; sobald die Reife naht, wird der Strandwall nach dem Lande zu verschoben, Marsch und das Delta werden angegriffen, und wenn die volle Reife der Küstenentwicklung erreicht ist, dann ist kein Delta mehr vorhanden. Der Schutt des Landes, den dann der Fluß herbeibringt, wird von Wellen und Strom ausgebreitet, und das ganze Ufer weicht gleichmäßig zurück. Das war der Zustand des reifen Ufers der zerschnittenen Küstenebene im nordöstlichen Italien bei Ankona, bevor der Vorstrand so reif ausgebildet wurde, wie er es jetzt ist. Jetzt ist dieser Vorstrand vor den Talmündungen ein wenig breiter als sonst, aber kaum breit genug, um den Namen eines Delta zu verdienen.

In ähnlicher Weise weichen die reifen Kliffe der Küste der Normandie gleichmäßig zurück und verhindern dadurch die Bildung

von Deltas an den Flußmündungen. Gewiß vermehrt die Schuttmenge der Flüsse den Vorstrand am Fuß der Kliffe, aber die marinen Vorgänge sind so kräftig, daß an keiner Stelle Deltaabsätze sich bilden können.

Ein kräftiger Fluß aber, der in ein Meer eintritt, in dem Gezeiten und Wogen nicht übermächtig sind, vermag in den frühen Stadien des marinen Zyklus sein Delta zu behaupten, ohne daß die Meerestätigkeit von großem Einfluß auf dessen Form wäre. Aber auch hier wird in den späteren Stadien der Entwicklung die See die Oberhand gewinnen.

Der mächtige Mississippi, am Rande einer jungen Küstenebene mündend, wälzt eine große Menge Landschutt in den Golf von Mexiko, der relativ flach ist und schwache Gezeiten hat. Hier scheint der Umriß des jungen und kräftigen Deltas ausschließlich von der aufbauenden Tätigkeit des Flusses bestimmt zu sein. Die verschiedenen Arme bauen fingerähnliche Landvorsprünge ins Meer hinaus. Die für die Schifffahrt nötige Tiefe wird dadurch erzielt und erhalten, daß man durch in den Strom hineingebaute „Buhnen" die Strömung so einengt und dadurch verstärkt, daß der Schlamm aus dem Bett immer wieder fortgespült wird.



Abb. 118. Deltaküste von Texas mit Lagunen und Lidi.

Ebenfalls ein kräftiger Fluß, aber doch viel kleiner als der Mississippi, ist der Rio Grande; er bringt, ebenfalls am Rande einer jungen Küstenebene mündend, so viel Schutt ins Meer, daß Wellen und Strömungen ihn nicht ganz fortzuschaffen vermögen; so baut sich also auch sein Delta vorwärts (Abb. 118). Aber die Wellen sind doch stark genug, die äußeren Umrisse zu glätten, und daher entsteht die sanft konvexe Kurve ohne fingergleiche Arme, die wir auf der Karte sehen. In ähnlicher Weise, nur noch schwächer, ist an derselben Küste die von dem Brazos verursachte Ausbiegung. Die Lagune, die ursprünglich auch hier lag, ist von ihm mit Hilfe des Colorado inzwischen aufgefüllt. Aber wenn kein Wechsel in

der Höhenlage des Landes zum Meere eintritt, wird die See schließlich auch diese wachsende Küste vernichten. Denn ihre Kraft bleibt immer gleich, während die Arbeit, die sie leisten muß, um den von den Flüssen gebrachten Landschutt zu verteilen, dauernd geringer wird. So muß das Meer schließlich siegen und erobernd vordringen, wenn nicht etwa eine Hebung des Landes einsetzt.

In Europa finden sich die fingerförmigen Fortsätze des Mississippi nur in Seen und etwas verändert am Ebrodelta wieder. Ohne solche bauen Donau und Wolga ihre Deltas ziemlich weit vor, während Rhone und Po nur rundliche Ausbiegungen der Küste veranlassen. Etwas stärker ist die Ausbildung der Finger am Nildelta.

Diese Deltas liegen vor Ländern, die sich kürzlich gehoben haben, in denen daher die Flußerosion kräftig ist, und an einem Ufer, das noch kaum vom Meere angegriffen ist. Wo immer Küsten mit reifen Kliffen auftreten, da gibt es keine Deltas, oder sie sind nur ganz unbedeutend.

20. **Der Einfluß des Klimas auf die Küsten.** An den Küsten wie an den Landformen äußern sich klimatische Einflusse. Nicht nur daß auflandige und Landwinde infolge der schwächeren oder stärkeren Wellentätigkeit und die Strömungen Unterschiede bewirken, Temperaturverhältnisse machen sich noch viel stärker geltend.

In den Polargegenden wird das Land oft von einem Eisgürtel umzogen, den man als „Eisfuß“ bezeichnet. Er bildet sich zum Teil aus Süßwasser, das gefriert, wenn es in Seewasser von unter 0^0 C. gelangt. Im Winter liegt der Eisfuß fest am Lande und hindert alle Vorgänge am Ufer, im Sommer schmilzt er, zerbricht und wird fortgespült. In Schollengestalt dämpft das Eis dann die Wellen sehr, aber da es durch die Gezeiten hin und her geschoben wird, scheuern die in ihm eingefrorenen Gesteine die Felsen des Ufers rund und glatt. Den Eskimos und arktischen Forschungsexpeditionen hat der Eisfuß oft eine bequeme Straße längs der Küste geboten.

In den Meeren der warmen Zone bekleiden sich die Küsten, die nicht gerade zu starker Brandung ausgesetzt sind, mit einem Gürtel eines Netzwerkes verschiedener Baumarten, das so dicht sein kann, daß es die Landung schwierig macht.

Der wichtigste dieser Bäume ist die Mangrove (Abb. 119). Sie gedeiht im flachen Wasser niedriger und sumpfiger Küsten und schützt das Land gegen die Brandung. Ein Geflecht von Wurzeln entsprießt dem Stamm oberhalb der Wasserfläche, so daß der Baum wie auf Stelzen zu stehen scheint. Krabben und Austern leben auf Stamm und Wurzeln, Vögel bevölkern die Zweige. Schlamm und Schlick sammeln sich in dem ruhigen Wasser zwischen den Wurzeln, und langsam baut sich das Land ins Meer hinaus auf. Die mit Mangrovesümpfen besetzten Küsten sind ungesund im Ver-



Abb. 119. Mangrovensumpf.

gleich zu den offenen Strandstrecken, auf denen die Brandung der Passate rauscht.

21. **Korallenriffe.** Das flache Wasser eines Festlandrandes oder einer ozeanischen Insel in warmen Meeren ist gewöhnlich die Stätte des Auftretens von Korallenriffen, die aus dem kalkigen Gerüst der Korallentiere bestehen. Die lebenden Korallen findet man hauptsächlich an der Außenseite des Riffs, wo sie nur bis zu geringer Tiefe in mannigfachen Formen wachsen.

Die riffbildenden Korallentiere entnehmen den Kalk, der zum Aufbau ihrer Skelette nötig ist, der Lösung im Seewasser. Sie kommen da nicht fort, wo die Mitteltemperatur des Wassers im

kältesten Monat unter 20° C. beträgt, und vermögen nur in Tiefen bis zu etwa 40 oder 50 m zu leben. Es gibt sehr viel verschiedene Arten, die aber alle am Boden festsitzen.

Wir wählen zum Ausgangspunkt unserer Betrachtung den Fall, daß die Küsten einer vulkanischen Insel im offenen Ozeanwasser genügender Temperatur von Korallen besiedelt werden, die als jugendliche Individuen von Strömungen herbeigeführt worden sind, wie es die Regel ist. Dann entwickeln sich die im Folgenden beschriebenen Riffformen.

22. **Saumriffe.** Wenn riffbildende Korallen von einer neuen Küste Besitz ergreifen, so wachsen sie von dem flachen Boden aus aufwärts und nach außen der Brandung entgegen, wo die beständige Bewegung des Seewassers ihnen die Nahrung zuführt. Werden sie durch schwere Stürme von dem Boden losgebrochen und von den Wellen fortgeführt, so häufen sich ihre kalkigen Skelette in Untiefen oder gar als Strandwall am Lande an; die feineren Teile

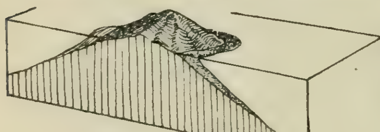


Abb. 120. Saumriff.

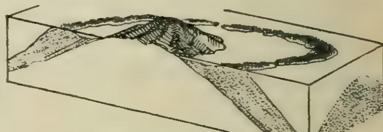


Abb. 121. Wallriff.

aber werden von der Küste fortgespült und über den Meeresboden hin ausgebreitet. So umzieht sich das Land allmählich mit einem Saum korallogener Bildungen, wir sprechen daher in diesem Stadium von einem Saumriff (Abb. 120).

Saumriffe finden sich an den äquatorialen Küsten von Ostafrika, an Teilen der brasilianischen Küste und in Westindien, ebenso im Stillen Ozean hier und da. Die Inselgruppe der Galapagos dagegen, obwohl in der Nähe des Äquators gelegen, ist frei von Riffen, weil hier kaltes Wasser auftritt, das aus fernen südlichen Breiten stammt. Gegenüber Flußmündungen sind die Saumriffe meist unterbrochen, weil der Landschutt den Boden schlammig und dadurch ungeeignet für die Ansiedlung von Korallen macht. Dicht an der Küste hin findet sich oft freies Wasser, das dann gute natürliche Häfen abgibt, die durch das äußere Riff gegen die Brandung geschützt sind.

23. **Wallriffe.** Das Saumriff verbreitert sich durch das nach außen gerichtete Wachstum der Korallen allmählich, und ebenso

wird der Abfall des Meeresgrundes durch die Bruchstücke weiter und weiter hinausgeschoben. Zur gleichen Zeit lösen und zerstören Regenwasser, Flußwasser und die von außen über das Riff rollenden Brecher die Innenseite desselben, auf der lebende Korallen fast oder ganz fehlen. So wird das Riff durch eine flache Lagune, etwa 1 bis 2 km breit, nach und nach vom Lande getrennt; aus dem Saumriff wird so das „Wallriff" (Abb. 121).

Das größte Beispiel dafür ist das große australische Wallriff, das die Nordostküste auf 2000 km Länge begleitet. Es liegt 40 bis 80 km von dem Hauptland entfernt, etwa in Höhe des Meeresspiegels, wird durch zahlreiche Einlässe unterbrochen und trägt einige flache Inseln. Nach außen fällt der Boden steil zu großen Tiefen ab, innen ist das Wasser flach, 20 bis 80 m etwa.

24. Einfluß einer Hebung. Wenn eine sehr langsame Hebung eintritt, wachsen die Korallen an der Außenseite des Riffes weiter. Zu gleicher Zeit zerstören Regen und Brandung die gehobenen Stücke, so daß ein solches Riff sich immer nur wenig über den Meeresspiegel erhebt und die Lagune offen gehalten werden kann. Es ist daher nicht unmöglich, daß Wallriffe in einer Gegend vorkommen, die einer sehr langsamen Hebung unterliegt. Die Wirkung einer wenn auch langsamen Hebung muß indessen auch in dem erneuerten Einschneiden von Tälern in den harten Gesteinen der vulkanischen Insel, um die das Riff sich gebildet hat, sichtbar werden.



Abb. 122. Teil eines gehobenen Riffes.

Geht eine solche Aufwärtsbewegung aber rasch vor sich, so kann das Riff über den Meeresspiegel gehoben werden und umzieht dann als terrassenähnlicher Gürtel die neue Küstenlinie (Abb. 122). Derartige gehobene Riffe sind von vielen Küsten der warmen Zone bekannt. An der Nordküste von Kuba z. B. liegt ein solches Riff, das etwa 10 m hoch ist und 1 bis 2 km breit. Leicht kann man noch die Korallenstöcke in dem zackigen Gestein des Riffes erkennen. Nur da, wo es von Flüssen zerschnitten wird, ist das Riff unterbrochen. Die Brandung des Meeres hat ein niedriges Kliff an der Außenseite des Gürtels eingeschnitten. Von seiner Höhe blickt man auf das jüngste Saumriff herab, das sich eben im Meere bildet.

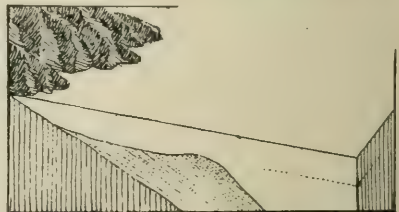

Abb. 123. Teil eines zerstörten Riffes mit neuem Wallriff.

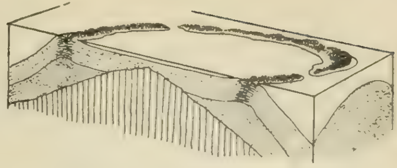
Da die gehobenen Riffe relativ weich und von Löchern und Höhlungen durchsetzt sind, so werden sie viel leichter zerstört als die Gesteine, denen sie auflagern, die in der Regel härter sind. Dadurch kann ein gehobenes Riff wieder in ein Wallriff übergehen; die Lagune entsteht durch Lösung, und am äußeren Rande beginnt neues Wachstum der Korallen. Wallriffe dieser Art sind leicht zu erkennen, solange die Reste des einstigen gehobenen Riffs, die jetzt Inseln bilden, nicht gänzlich zerstört sind (Abb. 123). Entsprechende Veränderungen der Talformen in dem vulkanischen Kern der Insel sind zu erwarten.

25. **Einfluß einer Senkung.** Wenn ein Riff schneller gesenkt wird, als die Korallen aufwärts zu wachsen vermögen, so wird die Tiefe des Wassers über ihm allmählich so groß werden, daß die Tiere da nicht mehr zu leben vermögen. Dann ertrinken die Polypen, das Riff ist „tot“ (Abb. 124).

Die Chagos-Bank im Indischen Ozean, etwa 1800 km südlich von Indien, ist eine Untiefe von 200 zu 150 km Ausdehnung, auf der nur etwa 70 bis 80 m Wasser stehen. Ihr Rand wird von einem Rücken umgeben, der 10 bis 15 km breit ist bei einer Tiefe von 25 m. Aus diesem Rücken erhebt sich schließlich ein Ringwall von $1\frac{1}{2}$ km Breite und 8 bis 15 m Tiefe, auf dem hier und da einige Inselchen stehen, die noch lebende Korallen zeigen. Es ist sehr wahrscheinlich, daß diese Bank einst ein ausgedehntes Riff war, das jetzt ertrunken ist.

Die Marquesas-Inseln im östlichen Stillen Ozean sind eine Gruppe zerschnittener Vulkane von unregelmäßigem Umriß und mit steilen Hängen, die dicht an der Küste zu großen Tiefen hinabführen, als wenn die Inseln eben erst gesenkt wären. In die Vorsprünge sind bereits Kliffe eingeschnitten, und die Buchten zeigen Strandwälle aus Geröllen, zwischen denen Bruchstücke

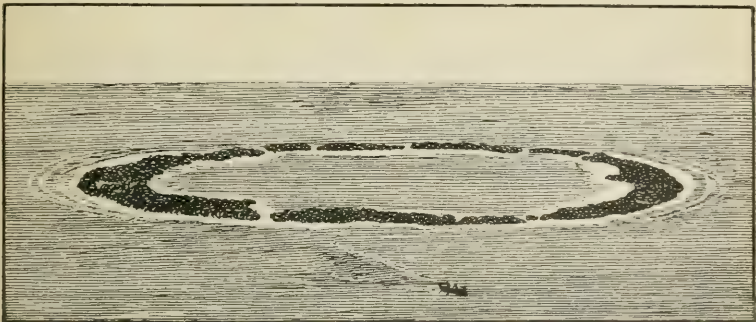

Abb. 124. Teil eines gesunkenen Riffes.


Abb. 125. Diagramm eines Atoll.

von Korallen vorkommen. Obwohl die Temperatur des Wassers genügt und Riffe in den Inseln weiter südlich häufig sind, kommen hier keine lebenden Korallen vor. Es ist wahrscheinlich, daß zu einer Zeit, da die Marquesas höher standen, sich Riffe um sie herum gebildet haben, von denen die korallinen Gerölle der jetzigen Strandwälle stammen; aber die Senkung, die den gegenwärtigen Küstenumriß schuf, scheint so rasch vor sich gegangen zu sein, daß das Wachstum der Korallen nicht mit ihr Schritt halten konnte.

26. Das Atoll. Bei einer langsamen Senkung vermag das Aufwärtswachstum der Korallen diesem Vorgang das Gleichgewicht zu halten. Dann erhält sich das Riff und vergrößert sich sogar durch das nach außen gerichtete Wachstum während der Senkung (Abb. 125). Zur selben Zeit werden die unteren Teile der Abhänge der Insel, die das Riff anfangs umsäumte, unter den Meeresspiegel gesenkt, das Wasser tritt in die Täler und wandelt sie in Buchten um, wir erhalten also die unregelmäßigen Uferformen der Senkungsküste. Hält die Senkung lange an, kann die Insel gänzlich verschwinden, es bleibt dann nur das sie umgebende Riff übrig, das bei ovalem oder unregelmäßigem Umriß eine Lagune umschließt. Derartige Riffe nennen wir „Atolle“ (Abb. 126).

Wenn eine vulkanische Insel, die von einem Wallriff umgeben ist, weder eine Hebung noch eine Senkung erfährt, so wird sie naturgemäß langsam bis nahe an den Meeresspiegel heran ab-


Abb. 126. Ansicht eines Atoll.

getragen werden, während das Wallriff nach außen weiter wächst. Aber es ist zu bezweifeln, ob die immerhin widerstandsfähigen Gesteine einer solchen Insel so weit abgetragen werden können, daß sich eine Lagune von 40 bis 80 m Tiefe an ihrer Stelle bilden kann. Aus diesem Grunde besteht noch heute die Theorie von Darwin zu Recht, nach der die Atolle durch eine langsame Senkung von Inseln mit Saum- und Wallriffen zustande kommen.

27. **Das Leben auf einem Atoll.** Da die Koralleninseln auf das warme und gleichmäßige Klimagebiet der Meere in niedrigen Breiten, also wesentlich auf die heiße Zone beschränkt sind, so umgibt sie ein Wasser reich an Lebewesen, während auf den Inseln eine oft üppige Vegetation gedeiht. Die Eingeborenen größerer Atolle führen ein leichtes und träges Leben, aber man muß auch in Betracht ziehen, daß ein Kulturfortschritt ihnen durch die geringe Mannigfaltigkeit der Umwelt und das Abgeschiedensein von Ländern anderer Form und Produkte sehr schwer gemacht ist. Obwohl das Atoll eines der schönsten Naturgebilde ist, bietet es doch für den Menschen keinen Ansatzpunkt zu höherer Entwicklung.

Ihrer geringen Höhe wegen stehen die Atolle immer in der Gefahr, von Erdbebenwellen überrollt zu werden. Wirbelstürme rasen oft über die ungeschützt daliegenden Inselchen dahin, und dann tobt heftige Brandung an ihrem Strand, während der Sturm die Kokospalmen entwurzelt, auf denen das Leben der Insulaner beruht, deren Früchte sie zur Nahrung und deren sonstige Produkte sie für Bauten und Geräte brauchen. Süsses Wasser, vom Regen stammend, findet sich in geringer Tiefe unter der Oberfläche, Flüsse gibt es nicht. Die dünne Bodendecke hat nur eine sehr einförmige Zusammensetzung, aber die Eingeborenen haben es gelernt, den oft an die Küste geworfenen Bimstein, der aus fernen vulkanischen Eruptionen stammt, zu pulverisieren und damit dann ihre kleinen Felder zu düngen. Gelegentlich führen auch treibende Baumstämme den Inseln in ihren Wurzeln verstrickt Steine anderer Art zu, die dann zu Werkzeugen und Gerätschaften verarbeitet werden.

Von Tieren gibt es auf den Inseln viele Vögel, aber keine Säuger, mit Ausnahme von Ratten und Mäusen, die von Schiffen ans Land gekommen sind. Erst spät sind einige Haustiere von anderen Ländern her eingeführt worden.

Bis in das neunzehnte Jahrhundert hinein wußten die Bewohner der meisten Inselchen des Stillen Ozeans nichts von der übrigen Welt. Ihre höchste Kunstfertigkeit bestand in der Herstellung von Segelbooten (Kanus), mit denen sie zwischen den Inseln ihrer Archipele verkehrten. Es ist wahrscheinlich, daß diese Inseln dadurch ihre Bewohner erhielten, daß von größeren Landgebieten stammende Boote mit ihrer Mannschaft verschlagen wurden und in eine solche Gruppe gerieten.

Wenn die Senkung eines Atolls so stark ist, daß sich nicht genug Korallenschutt bildet, um den untermeerischen Abhang genügend rasch aufzubauen, so kann der äußere Rand des Riffs von der Brandung angegriffen werden; das Atoll nimmt dann an Größe ab und kann mit der Zeit gänzlich verschwinden. Auch hierfür gibt es in der Tuamotu-Gruppe Beispiele.

Wie Saum- und Wallriffe können auch Atolle gehoben werden. Nach der Hebung unterliegen sie dann der Abtragung und werden dadurch wieder in Atolle der gewöhnlichen Form verwandelt.

Metia, eine Insel der Tuamotu-Gruppe, scheint ein gehobenes Atoll zu sein; sie mißt 3,5 zu 7 km und erreicht eine Höhe von 75 m. An der Windseite haben die Wellen bereits ein Kliff eingeschnitten. Die Insel besteht ganz aus Kalk, hier und da mit Bruchstücken von Korallen, aber meist von dichter Struktur, als wenn es der feine Korallensand und Schlamm wäre, der einst die tieferen Teile des Atolls bildete. Viele Höhlungen finden sich.

Literatur.

1. 2. G. K. Gilbert, Lake Bonneville. U. S. Geol. Surv. Mon. I. 1890.
F. P. Gulliver, Shoreline topography. Proc. Am. Ac. of Arts and Sc. Boston 34. 8. 1899.
A. Philippson, Über die Typen der Küstenformen. Richthofen-Festschrift. Berlin 1893.
G. Braun, Über Küsten und ihre Entwicklung. Aus der Natur. 1909.
G. Braun, Entwicklungsgeschichtliche Studien an europäischen Flachlandsküsten und ihren Dünen. Veröff. Inst. f. Meereskde. 15. Berlin 1911.
3. A. Rühl, Beiträge zur Kenntnis der morphologischen Wirksamkeit der Meeresströmungen. Veröff. Inst. f. Meereskde. 8. Berlin 1906.
4. O. Krümmel, Über Erosion durch Gezeitenströme. Pet. Mitt. 1889. 129.
F. W. P. Lehmann, Die Gesetzmäßigkeit der Alluvialbildungen an den Deutschen Ostseeküsten. Verh. 15. D. G.-Tag. 1905. 151.
5. J. Girard, Les falaises de la Manche. Paris 1907.
6. N. A. Sokolow—A. Arzruni, Die Dünen. Berlin 1894.
F. Solger, P. Graebner u. a., Dünenbuch. Stuttgart 1910.

G. Braun, Entwicklungsgeschichtliche Studien usw. Veröff. Inst. für Meereskde. 15. Berlin 1911. Abschnitt Windwerk.

8. E. de Martonne, Le développement des côtes bretonnes. Travaux laboratoires de Géogr. de l'université de Rennes. 1. 1902.

E. de Martonne, La pénéplaine et les côtes bretonnes. Ann. de Géogr. 1906. 213.

H. Spethmann, Die Küste der englischen Riviera. Meereskunde. III. 5. 1909.

9. J. Girard, Les falaises de la Manche. Paris 1907.

10. F. von Richthofen, Führer für Forschungsreisende. 1886. Neudruck Hannover 1901. 330.

12. W. M. Davis, The outline of Cape Cod. Proc. Am. Ac. Arts Sc. Boston. 31. 1896. 303. — Geogr. Ess. 690.

L. von Sawicki, Beiträge zur Geomorphologie der Riviera di Ponente. Atti Soc. Ligustica Sc. naturali e geogr. XIX. 1908. 238.

13. R. Credner, Rügen. Eine Inselstudie. Forsch. z. D. L. u. Vlkskde. VII. 5. 1893.

14. A. Philippson, a. a. O.; G. Braun, a. a. O.

15. O. Krümmel, Über Erosion durch Gezeitenströme. Pet. Mitt. 1889. 129.

W. J. Sollas, The estuaries of the Severn and its tributaries. Quart. Journ. Geol. Soc. 39. 1883. 611.

16. P. Lehmann, Das Küstengebiet Hinterpommerns. Zeitschr. Ges. f. Erdkunde. Berlin. XIX. 1884. 332.

G. Braun, a. a. O. S. 19.

17. W. M. Davis, The systematic description of land forms. Geogr. Journal 34. 1909. 314 f.

18. H. Reusch, Strandfladen, et nyt traeck i Norges geografi. Norges geol. Und. 14. 1892/93.

H. Reusch, The Norway coast plain. J. of Geol. II. 1894. 347.

19. R. Credner, Die Deltas. Pet. Mitt. Erg.-H. 56. 1878.

20. G. Hartmann, Der Einfluß des Treibeises auf die Bodengestalt der Polargebiete. Wiss. Veröff. Ver. f. Erdk. Leipzig I. 1893. 173.

F. W. Voughan, The geologic work of mangroves in Southern Florida. Smithson. Misc. Coll. X. 1911. 461.

21. Ch. Darwin, Über den Bau und die Verbreitung der Korallenriffe. D. Ausg. von J. V. Carus. Stuttgart 1876.

A. Voeltzkow, Forschungen über Korallenriffe. G. Anz. 1907. 1.

R. Langenbeck, Die Theorie über die Entstehung der Koralleninseln und Korallenriffe. Leipzig 1890.

Joh. Walther, Die Korallenriffe der Sinaihalbinsel. Abh. math.-phys. Kl. Kgl. Sächs. Ges. d. Wiss. XIX. 4. 1888.

A. Krämer, Über den Bau der Korallenriffe. Kiel 1897.

A. Agassiz, The islands and coral reefs of Fiji. Bull. Mus. Comp. Zool. Cambridge. XXXIII. 1899.

A. Agassiz, The coral reefs of the tropical Pacific. I—III. Mem. Mus. Comp. Zool. XXVIII. Cambridge 1903.

S. Kent, The great Barrier reef of Australia. London 1893.

Kartennachweise.

I. Lagunen, Lidi und Tiefe:

Portugal 1 : 100 000. 37.

Italien 1 : 100 000. 51 Venezia; 52 S. Donà; 65 Adria; 77 Comacchio; 89 Ravenna.

Deutsches Reich 1 : 100 000. 61 Müritz; 62 Barth; 63 Stralsund. — 48 Alttief; 49 Pillau; 72 Frauenburg.

U. S. C. G. S. Karte Nr. 160 Mosquito Lagoon; 166 Cape Canaveral, Florida. 1 : 80 000.

II. Reife Küste:

Frankreich 1 : 200 000. 8 Abbeville; 56 Bordeaux; 62 Vieux Boucau; 63 Mont de Marsan.

III. Küstendünen:

Preußen 1 : 25 000. 70 List; 316 Lubkow; 263 Lanzig; 264 Saleske; 177 Putzig; 178 Heisternest. (59. 81 noch nicht erschienen.)

IV. Gesunkene Küste:

Frankreich 1 : 200 000. 12 Lannion; 21 Brest.

Norwegen 1 : 100 000. 29 B Sogndal; 53 A Namsos.

Schweden 1 : 100 000. VI Ö. 32 (auch als 78 Vaxholm bezeichnet).

Deutsches Reich 1 : 200 000. 4 Hadersleben; 10 Schleswig.

Reichs-Mar.-Amt Ostsee. Deutsche Küste: Die Schlei. 1 : 50 000. Nr. 41 (Tit. I Nr. 27).

V. Kliffe:

Preußen 1 : 25 000. 91 Westerland; 257 Kloster; 260 Sagard.

Frankreich 1 : 80 000. 6 Montrouil; 10 St. Valery; 11 Abbeville.

VI. Abrasionsterrasse:

France. North west coast. Chenal du Four. 1 : 18 240.

Côte Ouest de France. Entrée de Brest 1 : 20 000.

VII. Ausgleichküste:

Deutsches Reich 1 : 100 000. 42 Lanzig; 44 Stolpmünde. — 65 Gr. Möllen; 66 Rügenwalde.

Reichs-Mar.-Amt Ostsee. Küste von Pommern. Östl. Teil 1 : 150 000. Nr. 58 (Tit. I Nr. 9).

Italien 1 : 100 000. 82 Genova; 92—93 Albenga-Savona.

Uff. Idrografico. Mediterraneo-Italia 1 : 25 000. Bl. 116. 120. 121 (Savona—Oneglia).

VIII. Angliederungsinseln:

Deutsches Reich 1 : 100 000. 41 Wieck; 42 Sagard; 63 Stralsund; 64 Bergen.

Frankreich 1 : 80 000. 89 Vannes; 103 Quiberon; 248 Toulon S.O.

Italien 1 : 100 000. 135 Orbetello. — Uff. Idrografico. Tirreno-Italia. Bl. 100 Promontorio Argentario 1 : 30 000.

IX. Ästuar:

Deutsches Reich 1 : 200 000. 39 Bremerhaven; 40 Hamburg.

Reichs-Mar.-Amt. Deutsche Küste: Nordsee. Mündungen der Jade, Weser, Elbe. 1 : 100 000. Nr. 49 (Tit. III Nr. 22).

X. Hebung und Senkung:

Italien 1 : 100 000. 83 Rapallo; 94 Chiavari; 95 Spezia.

Uff. Idrografico. Mediterraneo-Italia 1 : 25 000. Bl. 128. 135. 163 (Nervi—Spezia).

XI. Deltas:

Frankreich 1 : 200 000. 73 Montpellier.

Italien 1 : 100 000. 65 Adria; 77 Comacchio.

Deutsches Reich 1 : 100 000. 70 Danzig; 71 Tiegenort; 99 Dirschau; 100 Marienburg.

XII. Korallenküsten:

Reichs-Mar.-Amt. 185. 1 : 50 000 Sansibar.

Engl. Seekarte South Pacific. Minerva reefs 1 : 72 660.

" " " " New Caledonia Northwest part 1 : 332 000.

" " " " " " Southeast part 1 : 327 000.

" " 2741 Mayotta (Komoren; Wallriff).

" " 90 Middleton Riff (Atoll).

ANHANG.

VERZEICHNIS EINIGER FACHAUSDRÜCKE.

accident Störung (des Zyklus)
accordant junction gleichsohlige Mündung
to aggrade aufschütten; durch Aufschüttung ausgleichen
attitude Lagerung

barrier beach freier Strandwall, Lido
baselevel of erosion Erosionsbasis
bay head Buchtkopf
beach Strand
beheaded enthauptet
bowlder Block
branches Zuflüsse
butte Spitzkuppe

capture Anzapfung
chasm Spalte
cliff Steilhang
cliff-maker Stufenbildner
coastal plain Küstenebene
cove durch Brandung bei ungleicher Widerstandsfähigkeit der Gesteine geschaffene Bucht
creeping (of soil) Gekriech
crest Kamm
crooked gewunden
cut off Mäanderdurchbruch

to degrade abtragen, durch Abtragung ausgleichen
dike Mauer
dismembered aufgelöst
dissection Zerschneidung
divide Wasserscheide
domed mountains Kuppelgebirge
drainage Gewässernetz

eddy Wirbel
elbow of capture Anzapfungsknie
embayed gebuchtet
engrafted aufgepfropft
escarpment Schichtstufe

fall line Fallinie
fan (of waste) Schuttfächer
fault Verwerfung
flat topped gleichmäßig abgestutzt
floodplain Flußebene

gorge Schlucht
grade Ausgleich
gradient Gefäll
gravel Kies
gulley Wasserriß

hanging valley Hängetal
headward (erosion) rückschreitende Erosion
hog-back Schichtrippe

ice sheet Eiskappe, Inlandeis
inlet Tief
integration verwachsen
interfluve Riedel

landslide Bergrutsch
land-tied island landfest gewordene Insel
load Schuttlast
lobus Lobus (Sporn einer Flußebene im Mäanderbogen)
lofty mountains Hochgebirge

meander belt Mäanderstreifen
mesa Tafelberg

migration of divides Verschiebung der Wasserscheiden
misfit river Kümmerfluß
monadnock Monadnock, Härtling

neck Pfropfenberg

oldland Altland
outcrop Ausbiß (kleines Auftreten eines bestimmten Gesteins)
outlier Zeugenberg
outlet Ausfluß (oft „Tief")
oxbow lake Altwasser

piedmont Gebirgsfußebene
piracy Anzapfung

rapids Stromschnellen
ravine Schlucht
revived neu belebt
rivulet Bach

sea-cliff Kliff
sheet flood Schichtflut
shifting (divides) Verschieben von Wasserscheiden
sink hole Doline
skerries Schären
slope Hang
slope-maker Hangbildner
spit Haken
spur Sporn
stage Stadium
strong relief starkes Relief
subdivide Nebenwasserscheiden
subdued mountains das unterjochte Bergland
surf Brandung
swell Dünung

talus Schutthalde
texture Taldichte
texture (of waste) Korngröße
tidal marshes Marsch
tilting Schrägstellung

undercut slope Prallhang
upland Oberland, Hochland
uplift Hebung

warping Verbiegung
waste Schutt
water gap Quertal
weathering Verwitterung
wet weather rill Regenrille

NAMEN- UND SACHREGISTER.

W.

Z.



Verlag von B. G. Teubner in Leipzig und Berlin

Zur Ergänzung des vorstehenden Werkes
wird demnächst erscheinen:

Praktische Übungen in physischer Geographie

Deutsch herausgegeben von

W. M. Davis und **K. Oestreich**
Professor an der Harvard-Universität Cambridge (Mass.) — Professor an der Universität Utrecht

---

Ferner befindet sich in Vorbereitung:

Die erklärende Beschreibung der Landformen

Von

W. M. Davis
Professor an der Harvard-Universität Cambridge (Mass.)

Mit Abbildungen und Tafeln. gr. 8. In Leinwand geb.

Die Veröffentlichung dieser Vorlesungen, welche der Verfasser als Austauschprofessor an der Berliner Universität 1908—09 gehalten hat, geschieht in der Absicht, den Besuchern deutscher Universitäten eine umfassende Darstellung der Methoden der Beschreibung der Erdoberfläche zu geben, welche Professor Davis in Verfolg der von Powell und Gilbert sowie anderer amerikanischer Gelehrter angewandten allgemeinen Grundsätze zu einem einheitlichen System ausgebaut hat. Mit kurzen Worten besteht diese Methode in einer eingehenden Berücksichtigung der Strukturen der Erdrinde in enger Beziehung zu den äußeren Vorgängen und Entwicklungsstadien. Jede Landform wird als das entwicklungsgeschichtliche Ergebnis der Einwirkung gewisser äußerer Prozesse auf eine bestimmte Struktur der Erdrinde unter Berücksichtigung der im Laufe der Zeit gesetzmäßig fortschreitenden Veränderungen beschrieben. Mit den elementarsten Betrachtungen beginnend, wird die Methode allmählich zur Beschreibung der verschiedensten Landformen angewandt und entwickelt sich zu immer größerer Mannigfaltigkeit. Zahlreiche zweckdienliche Abbildungen und Photographien erhöhen den pädagogischen Wert des Buches.

Verlag von B. G. Teubner in Leipzig und Berlin

Steinhauff-Schmidt

Lehrbuch der Erdkunde

für höhere Schulen.

Ausgabe **R** für Realanstalten in 6 Teilen. gr. 8. In Leinwand geb.

Teil I bis Quinta . . M. 1.20	Teil IV für Obertertia . M. –.80
„ II für Quarta . . „ 1.20	„ V „ Untersekunda „ –.80
„ III „ Untertertia „ 1.60	„ VI f. Obersek. u. Prima „ 1.60

Ausgabe **M** für höhere Mädchenschulen. In 7 Teilen. gr. 8. In Leinwand geb.

Teil I für Klasse VII . M. 1.20	Teil IV für Klasse IV . M. 1.—
„ II „ „ VI . „ 1.20	„ V „ „ III . „ 1.20
„ III „ „ V . „ 1.—	„ VI „ „ II . „ 1.40

Teil VII für Klasse I . M. 1.60

Ausgabe **G** für Gymnasien. [In Vorbereitung.]

Jeder Teil ist reich mit Abbildungen im Text sowie teilweise mehrfarbigen Vollbildern und Bilderanhang ausgestattet.

Von der üblichen Einteilung und Behandlung des Stoffes weichen die Verfasser in der Überzeugung ab, daß sich auf dem bisherigen Wege keine klaren und geschlossenen Raumvorstellungen gewinnen lassen, daher werden die Landschaften hier in drei Hauptabschnitten betrachtet. Im „Geländebild“ wird die tote Natur, wie sie sich auf der Karte darstellt, als Ganzes behandelt. Der 2. Abschnitt „Natur und Menschenwerk“ zeigt, wie der Mensch unter dem Einfluß der natürlichen Landschaft sein Leben eingerichtet, aber auch als Herr der Natur bestimmend in die gegebenen Verhältnisse eingegriffen hat. Der 3. Abschnitt „Völkerleben und Siedelungen“ geht von der Erwägung aus, daß auch geschichtliche Gesetze im Leben der Menschen wirksam sind; hier ist das Menschenleben, losgelöst vom Naturzwang des Wohnraumes, betrachtet. Doch werden auch im 2. und 3. Abschnitt alle Angaben auf das Raumbild bezogen, so daß im ganzen gewissermaßen ein „psychischer Dreifarbendruck“ entsteht. Häufig war es bei Behandlung der geographischen Einheiten möglich, des stärkeren Eindrucks halber eine Gesamt- und Einzelbetrachtung zu unterscheiden. Aus gleichem Grunde wird das Charakteristische der Einzelerscheinungen innerhalb der drei Hauptabschnitte mit knappen Überschriften vorangestellt. Der letzte Band bringt neben der allgemeinen Erdkunde und Völkerkunde eine Einführung in die Wirtschafts- und Verkehrsgeographie Deutschlands und eine Übersicht über die Verbreitung des Deutschtums im Auslande.

Verlag von B. G. Teubner in Leipzig und Berlin

MITTELMEERBILDER

Gesammelte Abhandlungen zur Kunde der Mittelmeerländer

Von Dr. **Theobald Fischer**

Professor an der Universität Marburg

[VI u. 480 S.] gr. 8. 1906. Geh. M. 6.—, in Leinw. geb. M. 7.—
Neue Folge. Mit 8 Karten und Plänen. [VI u. 423 S.] gr. 8. 1908.
Geh. M. 6.—, in Leinwand geb. M. 7.—

Diese beiden Sammlungen von Abhandlungen zur Kunde der Mittelmeerländer bieten uns aus der Feder des ‚Vaters der Mittelmeerkunde' eine Reihe prächtiger Einzeldarstellungen, zum größten Teil auf eigener Anschauung begründet, daher nicht allein von echt geographischem Geiste getragen, sondern auch lebensvoll und farbenreich.

DIE POLARWELT
UND IHRE NACHBARLÄNDER

Von Prof. Dr. **Otto Nordenskjöld**

Mit 77 Abbildungen und einem farbigen Titelbild. [VII u. 220 S.]
gr. 8. 1909. In Leinwand geb. M. 8.—

In dem Werke von Otto Nordenskjöld wird zum ersten Male eine Beschreibung der gesamten Polarnatur in ihren charakteristischen Zügen geboten und die Ergebnisse der zahlreichen Forschungsexpeditionen von einem geographischen, zusammenfassenden Gesichtspunkte aus dargestellt. Überall lernen wir das Klima als den grundlegenden Faktor kennen, aus dem sich die Verteilungen von Eis, Wasser und Land ergeben und dem diese eigentümlichen und für uns in vieler Hinsicht so bedeutungsvollen Polarregionen ihre charakteristische Tier- und Pflanzenwelt verdanken. Da der Verfasser seit 15 Jahren diese Natur auf zahlreichen Expeditionen in den polaren und subpolaren Regionen studiert hat und die meisten der geschilderten Gebiete im Norden und Süden aus eigener Erfahrung kennt, so trägt die Darstellung überall den Charakter des unmittelbar Erlebten. Die schöne Ausstattung des Buches sowie die zahlreichen prächtigen, nach eigenen Aufnahmen hergestellten Abbildungen gestalten das Buch zu einem Geschenkwerk ersten Ranges.

OSTASIENFAHRT

Erlebnisse und Beobachtungen eines Naturforschers in China,
Japan und Ceylon

Von Prof. Dr. **Franz Doflein**

Mit zahlreichen Abbildungen und 4 Karten. [XIII u. 512 S.] gr. 8. 1906.
In Leinwand geb. M. 13.—

Dofleins Ostasienfahrt gehört zu den allerbesten Reiseschilderungen. Es liegt eine solche Fülle feinster Natur- und Menschenbeobachtung in dem Werk, über das Ganze ist ein solcher Zauber künstlerischer Auffassung gegossen, und allen Eindrücken ist in geradezu meisterhafter Sprache Ausdruck verliehen, daß das Ganze nicht wirkt wie eine Reisebeschreibung, sondern wie ein Kunstwerk, dem der Russisch-Japanische Krieg, der zur Zeit der Reise gerade wütete, einige dramatische Akzente verleiht. Auch die Ausstattung des Werkes ist eine vorwiegend feinsinnig künstlerische.

Davis-Braun: Physiogeographie.

Verlag von B. G. Teubner in Leipzig und Berlin

WISSENSCHAFT UND HYPOTHESE

Sammlung von Einzeldarstellungen aus dem Gesamtgebiet der Wissenschaften mit besonderer Berücksichtigung ihrer Grundlagen und Methoden, ihrer Endziele und Anwendungen.

8. In Leinwand gebunden.

Es ist ein unverkennbares Bedürfnis unserer Zeit, die in den verschiedenen Wissensgebieten durch rastlose Arbeit gewonnenen Erkenntnisse von umfassenden Gesichtspunkten aus im Zusammenhang miteinander zu betrachten und darzustellen. Nicht um spezielle Monographien handelt es sich also, sondern um Darstellung dessen, was die Wissenschaft erreicht hat, was sie früher oder später noch erreichen kann, und welches ihre wesentlichen und aus der Tiefe ihres Wirkens entspringenden Probleme sind. Die Wissenschaften in dem Bewußtsein ihres festen Besitzes, in ihren Voraussetzungen darzustellen und ihr pulsierendes Leben, ihr Haben, Können und Wollen aufzudecken, soll die Aufgabe sein; andererseits aber soll in erster Linie auch auf die durch die Schranken der Sinneswahrnehmung und der Erfahrung überhaupt bedingten Hypothesen hingewiesen werden.

I. Band: **Wissenschaft und Hypothese.** Von H. Poincaré-Paris. Deutsch von F. und L. Lindemann-München, 2. Auflage. 1906. Geb. ℳ 4.80.

II. Band: **Der Wert der Wissenschaft.** Von H. Poincaré-Paris. Deutsch von E. und H. Weber-Straßburg i. E. Mit einem Bildnis des Verfassers. 1906. Geb. ℳ 3.60.

III. Band: **Mythenbildung und Erkenntnis.** Eine Abhandlung über die Grundlagen der Philosophie. Von G. F. Lipps-Leipzig. 1907. Geb. ℳ 5.—

IV. Band: **Die nichteuklidische Geometrie.** Historisch-kritische Darstellung ihrer Entwicklung. Von R. Bonola-Pavia. Deutsch von H. Liebmann-Leipzig. 1908. Geb. ℳ 5.—

V. Band: **Ebbe und Flut sowie verwandte Erscheinungen im Sonnensystem.** Von G. H. Darwin-Cambridge. Deutsch von A. Pockels-Braunschweig. Mit einem Einführungswort von G. v. Neumayer und 52 Illustrationen. 2. Auflage. 1911. Geb. ℳ 8.—

VI. Band: **Das Prinzip der Erhaltung der Energie.** Von M. Planck-Berlin. 2. Auflage. 1908. Geb. ℳ 6.—

VII. Band: **Grundlagen der Geometrie.** Von D. Hilbert-Göttingen. 3. Auflage. 1909. Geb. ℳ 6.—

VIII. Band: **Geschichte der Psychologie.** Von O. Klemm-Leipzig. 1911. Geb. ℳ 8.—

IX. Band: **Erkenntnistheoretische Grundzüge der Naturwissenschaften und ihre Beziehungen zum Geistesleben der Gegenwart.** Von P. Volkmann-Königsberg i. P. 2. Auflage. 1910. Geb. ℳ 6.—

X. Band: **Wissenschaft und Religion in der Philosophie unserer Zeit.** Von É. Boutroux-Paris. Deutsch von E. Weber-Straßburg i. E. 1910. Geb. ℳ 6.—

XI. Band: **Probleme der Wissenschaft.** Von F. Enriques-Bologna. Deutsch von K. Grelling-Göttingen. 2 Teile. 1910.
I. Teil: **Wirklichkeit und Logik.** Geb. ℳ 4.—
II. — **Die Grundbegriffe der Wissenschaft.** Geb. ℳ 5.—

XII. Band: **Die logischen Grundlagen der exakten Wissenschaften.** Von P. Natorp-Marburg. 1910. Geb. ℳ 6.60.

XIII. Band: **Das Wissen unserer Zeit in Mathematik und Naturwissenschaft.** Von É. Picard-Paris. Deutsch von F. und L. Lindemann-München. [U. d. Pr.]

Verlag von B. G. Teubner in Leipzig und Berlin

Naturwissenschaft und Technik in Lehre und Forschung

Eine Sammlung von Lehr- und Handbüchern

herausgegeben von

Dr. F. Doflein und **Dr. K. T. Fischer**

Professor an der Universität München — Professor an der Kgl. Technischen Hochschule zu München

gr. 8. In Leinwand gebunden.

Gegenüber einer verflachenden Popularisierung der Naturwissenschaften und einer Überschätzung der Resultate einzelner Zweige derselben ist es das Ziel dieser Serie von Lehr- und Handbüchern, in wissenschaftlich strenger, aber nicht nur dem Fachmann, sondern auch dem gebildeten Laien verständlicher Darstellung die großen Werte, die im Stoffe und in der Methode der naturwissenschaftlichen Forschung, in den rein wissenschaftlichen Resultaten sowie in deren praktischen Anwendungen verborgen liegen, hervorzuheben und nutzbringend zu machen.

Bisher erschien in dieser Sammlung:

Einleitung in die experimentelle Morphologie der Pflanzen. Von K. Goebel, Professor an der Universität München. Mit 135 Abbildungen. [VIII u. 260 S.] 1908. M. 8.—

Lehrbuch der Paläozoologie. Von Professor Dr. E. Frhr. Stromer von Reichenbach, Privatdozent an der Universität München. 2 Teile.
I. Teil: **Wirbellose Tiere.** Mit 398 Abbildungen. [X u. 342 S.] 1909. M. 10.—
II. Teil: **Wirbeltiere.** [In Vorbereitung.]

Einführung in die Physiologie der Einzelligen (Protozoen). Von Dr. S. von Prowazek, zoologischer Assistent am Seemanns-Krankenhaus und Institut für Schiffs- und Tropenkrankheiten in Hamburg. Mit 51 Abbildungen. [IV u. 172 S.] 1910. M. 6.—

Planktonkunde. Von Dr. A. Steuer, Privatdozent an der Universität Innsbruck. Mit 365 Abbildungen und einer farbigen Tafel. [XV u. 723 S.] 1910. M. 26.—

Geodäsie. Eine Anleitung zu geodätischen Messungen für Anfänger mit Grundzügen der Hydrometrie und der direkten (astronomischen) Zeit- und Ortsbestimmung. Von Dr.-Ing. H. Hohenner, Professor an der Technischen Hochschule zu Braunschweig. Mit 216 Figuren. [XII u. 347 S.] 1910. M. 12.—

In Vorbereitung befinden sich:

Einleitung in die Erkenntnistheorie für Naturwissenschaftler. Von H. Cornelius, München.

Grundlinien einer Experimentalphysik für Ingenieure. Von H. Ebert, München. Mit vielen Abbildungen. ca. 400 S.

Zellen- und Befruchtungslehre. Von R. Hertwig, München.

Biologie. Von R. Hesse, Berlin, und F. Doflein, München.

Die Wale. Eine Einführung in die Säugetierkunde. Von W. Kükenthal, Breslau.

Vergleichende Entwicklungsgeschichte der Tiere. Von O. Maas, München.

Allgemeine Wirtschaftsgeographie. Von K. Sapper, Tübingen.

Brennstoffe, deren Vorkommen, Gewinnung und Anwendung. Von G. Schultz, München.

Elektrische Entladungen in Gasen. Von M. Töpler, Dresden.

Radioaktivität. Von Prof. Dr. Stefan Meyer und Professor Dr. E. von Schweidler, Privatdozenten an der Universität Wien.

Die Redaktion steht außerdem noch mit einer größeren Anzahl von Gelehrten zwecks Abfassung weiterer Bände auf den einschlägigen Gebieten in Verhandlung.

Verlag von B. G. Teubner in Leipzig und Berlin

HIMMEL UND ERDE

Illustrierte naturwissenschaftliche Monatsschrift

redigiert von

Dr. P. Schwahn, Direktor der Urania

XXIII. Jahrg. 1910/11. Jährlich 12 Hefte mit Tafeln und Abbildungen. Preis vierteljährlich M. 3.60

Sich fernhaltend von einer seichten Popularität, die nur der Halbbildung dient, unterrichtet „Himmel und Erde" in wissenschaftlich einwandfreier, aber dennoch jedem Gebildeten verständlicher Weise den Leser über alle Fortschritte auf dem Gebiete der Naturwissenschaft und Technik. Seit den mehr denn zwei Dezennien ihres Bestehens erfreut sich die Zeitschrift der ständigen Mitarbeit der besten Namen aus allen Fachgebieten. Der reiche Bilderschmuck, der jedem Hefte beigegeben ist, und die gediegene Ausstattung machen das Blatt zu einem Schmuck für jede Bibliothek. Jedes Heft enthält eine Anzahl reich illustrierter größerer Aufsätze von namhaften Fachgelehrten, die entweder fundamentale Fragen der Naturwissenschaft und Technik oder biographische Würdigungen schöpferischer Geister auf dem Gebiete moderner Naturerkenntnis behandeln. An die größeren Aufsätze schließen sich Mitteilungen über wichtige Entdeckungen und Erfindungen, über naturwissenschaftliche und technische Kongresse, über die jeweiligen Himmelserscheinungen, außerdem Besprechungen der hervorragendsten neuen Werke auf naturwissenschaftlichem Gebiete sowie eine sorgfältig durchgearbeitete Bücherschau. So wird es dem Leser gewährleistet, daß er den Überblick nicht verliert und einerlei, ob er selbst forschend tätig ist oder mitten im praktischen Leben steht, Fühlung mit den Errungenschaften unseres naturwissenschaftlichen Zeitalters behält.

GEOGRAPHISCHE ZEITSCHRIFT

Herausgegeben von Professor Dr. A. Hettner

XVII. Jahrgang. 1911. Jährlich 12 Hefte mit Abbildungen, Karten und Plänen. Halbjährlich M. 10.—

Die „Geographische Zeitschrift" stellt sich die Aufgabe, die Fortschritte des geographischen Wissens und die Veränderungen der geographischen Zustände in übersichtlicher Weise zusammenzufassen und zu allgemeiner Kenntnis zu bringen. Sie wendet sich daher keineswegs nur an den Geographen von Beruf, sondern an alle, die an geographischen Dingen Anteil nehmen, an die Lehrer der Geographie, an die Vertreter der Naturwissenschaften, an die gebildeten Laien. Sie bringt also keine Spezialarbeiten, die nur vom Fachmann verstanden werden und nur für ihn Interesse haben, sondern behandelt nur Gegenstände von allgemeinem Interesse in allgemeinverständlicher und dabei möglichst reiner und fließender Sprache. Aber sie ruht dabei doch auf durchaus wissenschaftlicher Grundlage, alle Artikel sind von tüchtigen Fachmännern verfaßt, und sie zählt die hervorragendsten Geographen zu ihren Mitarbeitern.

Die „Geographische Zeitschrift" bringt: 1. Untersuchungen über wichtige Probleme aus allen Teilen der Geographie und aus ihren Hilfs- und Nachbarwissenschaften; 2. Charakteristiken einzelner Erdräume; 3. Übersichten und Erörterungen der Veränderungen geographischer Zustände, besonders der Veränderungen der politischen Geographie, der Bewegung der Bevölkerung, der Entwicklung des Verkehrs und der wirtschaftlichen Verhältnisse; 4. Besprechungen wichtiger Fragen aus der Methodik der geographischen Forschung und des geographischen Unterrichts.

Außerdem enthält jedes Heft zahlreiche kleinere Mitteilungen und eine Fülle von Neuigkeiten und Bücherbesprechungen aus allen Teilen der Geographie sowie regelmäßige Inhaltsangaben der wichtigeren geographischen Zeitschriften. — Prospekte und Probehefte umsonst und postfrei vom Verlag.

GB
55
D3

Davis, William Morris
Grindzüge der
physiogeographie

PLEASE DO NOT REMOVE
CARDS OR SLIPS FROM THIS POCKET

UNIVERSITY OF TORONTO LIBRARY


UTL AT DOWNSVIEW
D RANGE BAY SHLF POS ITEM C
39 13 06 12 09 004 3